

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**POLOHOVÉ A KLIMATICKÉ FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ
MORFOLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY POLYGONŮ LEDOVÝCH
KLÍNŮ ARKTICKÉ ZÓNY**

**GEOMORPHOLOGICAL AND CLIMATIC FACTORS INFLUENCING
MORPHOLOGICAL FEATURES OF ICE WEDGE POLYGONS IN
ARCTIC ZONE**

Diplomová práce

Tomáš Kysilka

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Jablonci nad Nisou dne 16. srpna 2012

.....
Tomáš Kysilka

Poděkování

Rád bych zde poděkoval vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za cenné rady, kritické připomínky, poskytnuté informační zdroje a čas, který mi věnoval při tvorbě diplomové práce. Taktéž děkuji Univerzitě Karlově v Praze a McGill University v Montréálu za přístup k jejím informačním zdrojům a Fondu mobility UK za finanční příspěvek, jenž umožnil mé studium v Kanadě. Dále patří můj dík rodičům a slečně Édith Martin, B. A. za přínosné poznámky k celkové kompozici práce a za pomoc s francouzsky psanými zdroji.

Polohové a klimatické faktory ovlivňující morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů arktické zóny

Abstrakt

Tato diplomová práce se zabývá geometrií polygonálních sítí aktivních ledových a zemních klínů kanadské Arktidy a Aljašky. Periglaciální prostředí vysoké Arktidy zajišťuje aktivní mrazové pukání permafrostu během holocénu dovolující porovnání polygonální morfologie s existujícími klimatickými daty. Pomocí geoinformačních programů (Google Earth, ArcGIS) byly vyhledány a digitalizovány polygonální sítě v lokalitách Eureka, Mould Bay, Churchill, Rankin Inlet, Inuvik a Kotzebue.

Popsané polygonální sítě jsou v této práci statisticky analyzovány na základě jejich povrchové morfologie za účelem určení primárních environmentálních faktorů ovlivňujících jejich parametry. Rozměry polygonů (celkový vliv vypočten z koeficientu determinace) ovlivňuje zejména doba vývoje polygonální sítě (z 18 %), frekvence zimní cyklonální aktivity (z 17,8 %) a zimní teplota vzduchu (z 16,1 %). Naopak pravidelnost polygonů determinuje zrnitost substrátu (z 21,8 %), zimní rychlost větru (z 15,1 %) a mocnost sněhové pokrývky (z 12,2 %). Převládající protažení polygonů v rámci polygonálních sítí koresponduje se zimním směrem větru v jednotlivých lokalitách (3/4 všech polygonálních sítí) a to pravděpodobně důsledkem redistribuce sněhu. Průměr polygonů klesá s dobou vývoje polygonální sítě o 0,7 m za 1000 let. Rozměry polygonů se také odlišují v polygonech s vysoko a nízko položeným středem.

Zjištěné geometrie polygonálních sítí se významně liší v polárním klimatu vysoké Arktidy (klimatická zóna ET podle Köppenovy klasifikace) a v subpolární oblasti (Dfd). Morfologické rozdíly polygonů v odlišných klimatických regionech Arktidy nabízí nové možnosti paleoklimatických rekonstrukcí ve středních zeměpisných šířkách.

Klíčová slova: arktická zóna, mrazové pukání, permafrost, morfologie polygonálních sítí, polygony ledových klínů, mrazové pukliny, glacioisostatický výzdvih.

Location and climate factors governing morphological features of ice wedge polygons in arctic zone

Abstract

This thesis reports the geometry of active soil and ice-wedge polygonal network located along the Canadian Arctic and in Alaska. This High Arctic periglacial environment was chosen to ensure active thermal-contraction cracking of permafrost in Holocene allowing comparison of observed ice-wedge polygons with existing climatic data. Geoinformatic software (Google Earth, ArcGIS) was used to obtain and digitalize satellite images of polygonal networks located around Eureka, Mould Bay, Churchill, Rankin Inlet, Inuvik, and Kotzebue.

Defined polygonal networks were statistically analyzed in order to define predominant environmental factors controlling morphological parameters of these polygonal networks. Polygon size (overall influence computed on the basis of coefficient of determination) is determined mostly by the duration of development (18 %), frequency of cyclonic passage (17.8 %) and winter air temperature (16.1 %). Conversely, polygon regularity results mainly from nature of the substrate (21.8 %), winter wind speed (15.1 %) and snow cover thickness (12.2 %). Dominant polygon elongation in the polygonal network follows closely the winter wind direction (3/4 of all networks) as the result of snow thickness redistribution. Polygon diameter decreases with age of polygonal network by 0,7 m per 1000 years. Moreover polygonal size varies for high and low-centred polygons.

Observed polygonal morphology differs significantly in High Arctic (ET in Köppen climate classification) and in subpolar climate region (Dfd); thus, offering new approach to paleoclimate reconstruction using relict polygonal structures of middle latitudes.

Keywords: arctic zone, thermal-contraction cracking, permafrost, polygonal network morphology, ice-wedge polygons, frost wedge, glacioisostatic rebound.

Zadání magisterské práce

Tomáš Kysilka

Téma práce

Polohové a klimatické faktory ovlivňující morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů arktické zóny

Cíle práce

Cílem práce je determinovat vliv polohových a klimatických charakteristik (zejména větru jako distributoru sněhu a eolického materiálu) na povrchovou (vnější) morfologii polygonů ledových klínů a jejich odraz ve vnitřní struktuře ledových klínů.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Použité pracovní metody:

- Výběr modelových lokalit vhodných pro morfometrický výzkum pomocí metod DPZ (*GoogleEarth*; *Canada Centre for Remote Sensing*, Ottawa; další zdroje dat- *McGill University*) v arktické zóně (Kanady, atd.)
- Objektová analýza a automatická vektorizace studovaných polygonů ledových klínů (*Definiens eCognition*; *Geomatica*); morfometrická analýza polygonů pomocí software ESRI ArcGIS (délka os - *MRB Analysis Tools*; azimut elongace polygonu – *Bounding Rectangle Tool*, *Polygon Major Orientation Extension*)
- Rešerše klimatických a geologických dat (*Environment Canada*; *Natural Resources Canada*; *Strahler & Strahler*; další zdroje dat-*McGill University*)
- Zpracování získaných morfometrických dat pomocí popisné a vícerozměrné statistiky
- Verifikace závislosti morfometrických charakteristik ledových klínů na převládajícím směru větru v zimním období a agradaci materiálu
- Stručná FG charakteristika vybraných studovaných oblastí

Zájmové území: arktická zóna s výskytem aktivních forem ledových klínů

Datové zdroje: elektronické informační zdroje; letecké a družicové snímky povrchu dostupné z veřejných archivů NASA, *GoogleEarth*, *Canada Centre for Remote Sensing*, *McGill University*; georadarová data z archivů *McGill University*, *National Library of Canada*, atd.

Datum zadání:

Podpis studenta

Podpis vedoucího práce

Podpis vedoucího katedry

Obsah

1. Úvod a cíle práce	9
2. Stav výzkumu polygonálních struktur	10
2. 1. Definice pojmů	10
2. 2. Mrazové pukání permafrostu	12
2. 3. Ledové klíny	14
2. 3. 1. Klasifikace klínů vzniklých mrazovým pukáním permafrostu	14
2. 3. 2. Vznik	18
2. 3. 3. Rozměry a stavba ledových klínů	19
2. 3. 4. Výplň ledových klínů	20
2. 4. Morfologie polygonů ledových klínů	22
2. 4. 1. Rozměr	22
2. 4. 2. Tvar a konfigurace	23
2. 4. 3. Pravidelnost a protažení	24
2. 4. 4. Výšková členitost	25
2. 5. Vnější faktory ovlivňující morfologické parametry polygonálních sítí	27
2. 5. 1. Zrnitost substrátu	27
2. 5. 2. Teplota vzduchu	28
2. 5. 3. Mocnost sněhové pokrývky	29
2. 5. 4. Doba vývoje polygonální sítě	29
2. 6. Paleogeografický význam polygonálních struktur	30
3. Fyzicko-geografická charakteristika zájmových lokalit	31
3. 1. Poloha	31
3. 2. Geologie	33
3. 3. Geomorfologie	36
3. 4. Podnebí	41
3. 5. Vodstvo	44
3. 6. Půdy	46
3. 7. Flora a fauna	47
4. Metody	48
4. 1. Datové zdroje	48
4. 2. Vektorizace polygonálních sítí	51
4. 3. Statistické zpracování	55
5. Výsledky	55
5. 1. Základní morfometrické a klimatické charakteristiky	55
5. 2. Environmentální faktory a jejich vliv na morfologii polygonálních sítí	68
5. 3. Morfologické odlišnosti polygonálních sítí ve vysoké Arktidě a v subarktické oblasti	79
6. Diskuze	81
6. 1. Morfologie a geometrie polygonálních sítí	81
6. 2. Zrnitostní složení substrátu jako činitel determinující mrazové pukání	82
6. 3. Doba vývoje polygonální sítě	82
6. 3. Klimatická podmíněnost polygonálních struktur	84
6. 3. 1. Vliv klimatu na rozměry polygonů	84
6. 3. 2. Vliv klimatu na stupeň pravidelnosti polygonů	85
6. 3. 3. Protažení polygonů v závislosti na převládajícím směru větru	85
6. 3. 4. Morfologická odlišnost polygonálních sítí ve vazbě na klimatickou oblast	86

6. 4. Souhrnný vliv environmentálních faktorů na morfologii polygonů.....	87
6. 4. 1. Rozměry polygonů	87
6. 4. 2. Stupeň pravidelnosti polygonů	88
6. 4. 3. Vzdálenost vodní plochy a průběh břehové čáry	89
7. Závěry	89
8. Seznam použitých zdrojů.....	91
9. Seznam příloh	99

1. Úvod a cíle práce

Tato práce se zabývá tématem polygonů ledových a zemních klínů a jejich interakcí s vnějšími vlivy. První, rešeršní část shrnuje publikovaná data o těchto geomorfologických tvarech a vymezuje arktickou zónu s výskytem aktivních forem ledových klínů a permafrostu, který je pro fenomén ledových klínů zásadní. Úvodní část také definuje stavbu ledových a zemních klínů, především jejich strukturní a texturní znaky. Je objasněn vliv mrazové trhliny v permafrostu na utváření povrchu a závislost na klimatu a litologii. Dále práce shrnuje morfologické charakteristiky polygonálních sítí, tedy povrchové znaky, mezi které patří: tvar, rozměr, konfigurace a výšková členitost. Tvorba ledových a zemních klínů probíhá pouze v permafrostu a z tohoto důvodu je permafrost a v něm probíhající mrazové pukání popsáno.

Následující část předloženého textu se věnuje metodice zjištění morfometrických charakteristik polygonů ledových klínů na vybraných lokalitách arktické zóny Kanady a Aljašky a jejich zpracování vícerozměrnými statistickými metodami. Fyzicko geografická charakteristika popisuje polygonální sítě a jejich postglaciální historii v okolí meteorologických stanic Kotzebue, Aljaška, USA ($66^{\circ} 53'$ s. š., $162^{\circ} 36'$ z. d.), Inuvik, Northwest Territories, Kanada ($68^{\circ} 18'$ s. š., $133^{\circ} 28'$ z. d.), Churchill, Manitoba, Kanada ($58^{\circ} 44'$ s. š., $94^{\circ} 3'$ z. d.), Rankin Inlet, Nunavut, Kanada ($62^{\circ} 49'$ s. š., $92^{\circ} 07'$ z. d.), Mould Bay, Northwest Territories, Kanada ($76^{\circ} 14'$ s. š., $119^{\circ} 20'$ z. d.) a Eureka, Nunavut, Kanada ($79^{\circ} 59'$ s. š., $85^{\circ} 56'$ z. d.).

Morfometrická data zjištěná metodami DPZ (plocha, délka hlavní a vedlejší osy, počet stran, azimut a pravidelnost polygonů) jsou statisticky porovnávána s klimatickými normály, zrnitostí matečných substrátů a paleogeografickými údaji. Použité morfometrické analýzy rozvíjejí metodický aparát poprvé použitý v předcházející bakalářské práci (Kysilka, 2010) a prezentovaný formou posteru na konferenci Asociace českých geomorfologů (Kysilka a Křížek, 2011).

Práce řeší dva hlavní cíle a to: shrnutí soudobých poznatků o morfologii a geometrii polygonů zemních a ledových klínů; a morfometricky analyzuje polygonální sítě arktické zóny Severní Ameriky. Kromě toho předložený text determinuje vliv polohových a klimatických charakteristik (teplota vzduchu, směr a rychlost větru, mocnost sněhové pokrývky, synoptická situace) na vnější morfologii polygonů ledových klínů a popisuje vazbu vnitřní struktury ledových klínů na vnější podmínky.

2. Stav výzkumu polygonálních struktur

2. 1. Definice pojmů

V anglicky psané odborné periglaciální literatuře se lze setkat s řadou termínů označujících různé formy klínovitých struktur vzniklých mrazovým pukáním permafrostu. Primární termín *thermal-contraction crack* (French, 2007), pro který neexistuje český ekvivalent, zahrnuje všechny další pojmy, které rozdělují klíny podle řady kritérií. Nejčastěji používanými termíny jsou: *soil-wedge* (Murton, 2007) pro klín tvořený spraší nebo pískem (český ekvivalent – zemní klín); *pseudomorph* (Murton, 2007) pro neaktivní a sekundárně vyplněné klíny (český ekvivalent – pseudomorfóza); *frost crack* (Fortier a Allard, 2005) pro nevyplněnou mrazovou trhlinu (český ekvivalent – mrazový klín). Nejpoužívanějším termínem je *ice-wedge* (Washburn, 1979), který označuje klín vyplněný ledem (v české terminologii – ledový klín). V odborných publikacích včetně odborného mapování permafrostu v Kanadě (Natural Resources Canada, 1995b) se často používá termín ledový klín i pro klíny, jenž by teoreticky mohly být vyplněny i jiným materiálem než ledem. Tohoto přístupu se přidržuje i tato práce a používá termín ledový klín v jeho obecné podobě pro označení recentně aktivních klínů vzniklých mrazovým pukáním permafrostu.

Recentně aktivní formy ledových klínů se objevují pouze v oblastech s permafrostem (Murton, 2007), a proto indikují jeho současný a pleistocenní výskyt. Výskyt ledových klínů se váže na permafrost, ale samotný permafrost se často vyskytuje bez ledových nebo zemních klínů, jelikož vznik a vyplňování mrazových trhlin limituje řada faktorů. Primárním činitelem je závislost výskytu polygonálních struktur ledových klínů na rovinaté povrchy. Tato podmínka víceméně vylučuje větší rozsah poloh ledových klínů v horských oblastech, kde se půdní led vyskytuje v odlišných formách (Washburn, 1979).

Rozvoj ledových klínů zapříčiňuje pukání půdního nebo sedimentárního pokryvu vlivem mrazu v důsledku opakovaného tání a mrznutí činné vrstvy v průběhu roku (Berg a Black, 1966). Mrazovým pukáním dochází ke vzniku ledového nebo zemního klínu. Pokračováním jeho vývoje se jeho šířka zvětšuje, což vede k protínání a spojování jednotlivých klínů do sítí označovaných jako polygonální síť ledových klínů (polygonal net; French, 2007).

Promrzání půdy omezuje nebo mu kompletně zabraňuje:

- sněhová pokrývka (důsledkem termální izolace podloží a půdy)
- vegetace lokálně zvyšující teploty vzduchu a akumulující sněh
- vysoký obsah solí v půdě snižující bod mrznutí vody
- příliš vysoké teploty vzduchu nebo permafrostu

K těmto faktorům se přidávají činitelé kontrolující rozložení permafrostu (French, 2007):

- topografie a orientace svahů
- vzdálenost od vodních ploch
- tepelná konduktivita a propustnost půdy

Z těchto důvodů vykazuje distribuce polygonálních sítí ledových klínů a dalších periglaciálních tvarů v Arktidě vysokou variabilitou, jelikož mrazové pukání permafrostu je důsledkem interakce mnoha prvků přírodního prostředí.

Pro účely této práce je za permafrost (dlouhodobě zmrzlá půda) považována půda, sedimenty nebo skalní podloží, jejichž teplota se nachází pod bodem mrazu po dobu dvou a více let (International Permafrost Association, 2010). Různých obměn této definice se přidržuje i většina současných publikací. Encyclopedia of Quaternary Science (Burn, 2007) označuje za permafrost část země o teplotě méně než 0°C po dobu dvou nebo více let. Fairbridge (1968), Goudie (2004) a French (2007) permafrost definují na základě teploty a za permafrost označují i substrát obsahující vodu v kapalném skupenství. Dříve se v zahraničních, ale i českých publikacích (např. Sekyra, 1960) permafrost označoval za půdu *trvale zmrzlou*, ale tento termín ztratil s rozvojem poznatků o permafrostu svoje opodstatnění a dnes se označuje jako *dlouhodobě zmrzlá* půda. Z uvedených definic je zřejmé, že se v případě permafrostu nejedná o materiál, ale o teplotní stav povrchové části země. Proto se za permafrost nepovažuje činná vrstva, jejíž teplota je po část roku kladná.

Dlouhodobě zmrzlá půda se řadí mezi základní jevy kryosféry definované jako sféra mrazu, sněhu a ledu na zemské kouli (Dobrowolski, 1923). Základním procesem kryosféry a významným modelačním činitelem je regelace (Sekyra, 1960). Regelační cyklus umožňuje vymezení jednotlivých horizontů na základě změn teploty v různých hloubkách pod povrchem. Svrchní horizont, který opakovaně taje a zamrzá v průběhu roku, se označuje jako činná vrstva (active layer, zone soumise aux alternances saisonnière, dějatel'naja sloj). Činná vrstva sezónně taje vlivem zvýšené teploty vzduchu v letních měsících a její mocnost ovlivňuje distribuce a typ vegetace a zrnitostní složení substrátu. Sekundárně mohou mocnost činné vrstvy dočasně zvýšit požáry tundry, jenž mají za následek změny albeda povrchu a tání podpovrchového ledu (Burn et al., 2009). Mocnost činné vrstvy kolísá v čase i v prostoru a velké oscilace její mocnosti jsou možné i v měřítku několika let (Mackay, 1995). V periglaciálních oblastech s permafrostem má činná vrstva značný význam, jelikož téměř všechny chemické, biologické a geomorfologické procesy se omezují téměř výhradně do ní (Hinzman et al., 1998).

V podloží činné vrstvy se nachází samotný permafrost, jehož teplota v průběhu roku nepřesahuje 0°C , a proto z hlediska regelace zůstává neaktivní (termín permafrost označuje pouze tuto dlouhodobě zmrzlou vrstvu). Činná vrstva a permafrost mohou být od sebe odděleny intergelisolem (Sekyra, 1960), přičemž tento termín se používá pro přechodnou vrstvu, která ve výjimečně teplých letech taje, což vede ke zvýšení míry soliflukce a dalších svahových procesů (French, 2007). Permafrost se oproti činné vrstvě vyznačuje neměnností svých charakteristik v ročním chodu, přičemž k jeho teplotním změnám dochází v delším časovém měřítku (v řádech desítek až stovek let).

2. 2. Mrazové pukání permafrostu

Opakované tání a mrznutí činné vrstvy působí na vývoj reliéfu v periglaciální zóně a podílí se na vzniku ledových klínů (Washburn, 1979). Základem mrazového pukání je sezónní nárůst teploty svrchní vrstvy půdy nad 0°C , kdy ale hlouběji uložené polohy zůstávají pod bodem mrazu a zabraňují infiltraci vody (Hopkins a Karlstrom, 1955). Během podzimu a počátkem zimy nastává prudký pokles teploty vzduchu pod bod mrazu a roztátá činná vrstva zamrzá.

Ve sledované oblasti souvislého výskytu permafrostu arktické zóny dochází k opětovnému zmrznutí činné vrstvy během podzimu v průběhu přibližně 10 týdnů (Matsuoka a Hirakawa, 2000). Dvoustranné promrzání činné vrstvy probíhá ze shora ochlazováním od atmosféry a ze spodu promrzáním od permafrostu (French, 2007). Promrzání půdy v oblastech s permafrostem se značně liší od oblastí bez permafrostu a to zejména vyšší efektivitou a rychlostí vyzáření tepla do okolního vzduchu.

V zimní sezóně dochází v arktické zóně při náhlých poklesech teploty vzduchu k velkým rozdílům mezi teplotou půdy a vzduchu. Teplotní gradient mezi oběma prostředím zvyšuje napětí v činné vrstvě a vede až k jejímu mrazovému pukání (Lachenbruch, 1962), jež se morfologicky projevuje otevíráním mrazových trhlin na povrchu (tzv. termální kontrakce půdy~thermal contraction). Termín mrazová trhlina (mrazová puklina) označuje nepatrně rozevřené trhliny v zeminách vzniklé mrazovým působením v době, kdy půda byla trvale zmrzlá (Sekyra, 1957). Na ostrově Svalbard kontroluje synoptická situace mrazové pukání permafrostu prostřednictvím rychlého ochlazení, které souvisí s anticyklonální situací následující po průchodu tlakových níží (Christiansen, 2005). Cyklonální a anticyklonální aktivita obecně kontroluje chod teplot vzduchu, a proto lze očekávat, že střídání synoptických situací determinuje proces termální kontrakce permafrostu i v ostatních částech Arktidy.

Činitelé limitující vznik mrazových puklin jsou rychlost a hodnota poklesu teploty vzduchu (Allard a Kasper, 1998) a koeficient termální kontrakce půdy (Lachenbruch, 1962).

Tento koeficient vyjadřuje teplotu (ve stupních C nebo K) potřebnou na změnu objemu určitého materiálu, přičemž se různí pro jednotlivé půdní substráty ve vazbě na jejich pórovitost (Tab. 1). Hodnota koeficientu termální kontrakce hornin (cca 5 až $10 \cdot 10^{-6}/K$) a ledu (cca $5 \cdot 10^{-5}/K$) se významně liší a z tohoto důvodu dochází ke smrštění a praskání ledu při menší absolutní změně teploty než v případě hornin a půdy. Tento fenomén ovlivňuje lokalizaci mrazového pukání do míst vyplněných ledovými klíny. Přispívá k němu i nízká pevnost ledu v tahu (cca 2 MPa), a proto se led snadněji trhá a deformuje než okolní substrát (Hobbs, 1974).

Tab. 1: Fyzikální parametry jemnozrného a hrubozrného substrátů a jejich vliv na termální kontrakci permafrostu. Pórovitost a tepelná vodivost (Delisle, 1998), koeficient termální kontrakce (Yershov, 1998).

	Hrubozrný substrát	Jemnozrný substrát
Pórovitost [%]	30	10
Tepelná vodivost [$W \cdot m^{-1} K^{-1}$]	1,7	2,2
Koeficient termální kontrakce při $-10^{\circ}C$ [$^{\circ}C^{-1}$]	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$

Termální kontrakce a mrazové pukání permafrostu obvykle probíhá pouze v chladném a aridním podnebí: s teplotou vzduchu v době mrazového pukání půdy -29 až $-34^{\circ}C$ (Mackay, 2007) nebo -25 až $-43^{\circ}C$ (Allard a Kasper, 1998); roční průměrnou teplotou vzduchu od $-6^{\circ}C$ (Christiansen, 2005) do $-15^{\circ}C$ (Fortier a Allard, 2005); a teplotou svrchní vrstvy permafrostu od -13 do $-24^{\circ}C$ (Fortier a Allard, 2005).

Mrazové pukání permafrostu, ale nejvíce závisí na rychlosti poklesu teploty vzduchu, přičemž efektivita pukání se mění v závislosti na celkovém rozdílu teplot. Podle přímých měření (Allard a Kasper, 1998) permafrost mrazově puká už po 12 hodinách při poklesu teploty vzduchu o více než $10^{\circ}C$ /den, ale novější měření (Fortier a Allard, 2005) indikují hodnoty změny teploty o $7,9^{\circ}C$ za 18 hodin (tedy $-0,5^{\circ}C$ /hod). Stejný efekt při pomalejším snížení teploty vzduchu vyžaduje delší časové období. Mackay (1993) nepřímě odhadl potřebnou dobu na ± 4 dny při poklesu teploty vzduchu o $1,8^{\circ}C$ /den. K mrazovému pukání nedochází v případě konstantní teploty vzduchu nebo pouze malých oscilací teploty vzduchu, jelikož permafrost na změnu teploty reaguje plasticly- *permafrost creep* (Allard a Kasper, 1998).

Termální kontrakce taktéž vzrůstá s termální konduktivitou půdy, která je nejvyšší u jemnozrných půd s vysokým obsahem vody a ledu (Delisle, 1998), což se obecně odráží ve vyšší frekvenci mrazového pukání jemnozrných substrátů. V rámci kanadské Arktidy obecně mrazové pukání začíná na konci prosince (Allard a Kasper, 1998) a probíhá až do poloviny března, přičemž nejčastější je během ledna, kdy dochází k 45 % událostí (Fortier a Allard, 2005).

2. 3. Ledové klíny

2. 3. 1. Klasifikace klínů vzniklých mrazovým pukáním permafrostu

Heterogenita reliéfu a působení klimatických podmínek se odráží v rozmanitosti mrazových struktur vyskytujících se v periglaciálních oblastech, a proto tato práce klasifikuje základní formy klínů vzniklých mrazovým pukáním permafrostu. Mrazové tvary se dělí podle několika hledisek, přičemž základní dělení popisuje jejich výplň z pohledu původnosti a druhu složení (Tab. 2). Kategorizace na základě aktivity mrazového pukání má paleoklimatický význam a klasifikace podle vzniku výplně umožňuje rekonstruovat geomorfologický vývoj povrchu.

Tab. 2: Klasifikace klínů vzniklých mrazovým pukáním permafrostu (upraveno dle French, 2007).

KLASIFIKACE KLÍNŮ PODLE:			
původnosti výplně	druhu výplně	vzniku výplně	aktivity mrazového pukání
primární	ledový	epigenetický	recentní
sekundární	složený	syngenetický	reliktní
	zemní	anti-syngenetický	fosilní

1) Klíny podle druhu výplně

Ledový klín (ice wedge)

Struktura tvořená ledem a malým podílem dalších příměsí, jež vzniká mrazovým pukáním permafrostu a zmrznutím tavné vody vtékající do mrazových trhlin. Ledové klíny se objevují v oblastech s roční průměrnou teplotou vzduchu od -4 do -8°C a výškou srážek v rozmezí 50 až 500 mm (Karte a Liedtke, 1981).

Zemní klín (soil wedge, sand wedge)

Zemní klín se vyvíjí shodným procesem mrazového pukání permafrostu jako ledový klín. Vlivem aridity klimatu není mrazová puklina vzniklá termální kontrakcí vyplněna vodou (ledem), ale nejčastěji eolickým sedimentem, který se akumuluje v mrazové trhlíně až do jejího kompletního vyplnění (Péwé, 1959).

Zemní klíny se vyvíjejí v hyperaridních oblastech s průměrnou roční výškou srážek menší než 100 mm a průměrnou roční teplotou vzduchu nepřevyšující -12 až -20°C (Karte a Liedtke, 1981). Sedimentární výplň se skládá z písku (Murton a Bateman, 2009) a podle pozorování Bockheima et al. (2009) tvoří laminy o mocnosti ± 3 mm vytvářející strukturu tvaru *V* s příměsí klastů o velikosti do ± 2 cm.

Recentní zemní klíny jsou popisovány z aridních nezaledněných oblastí Antarktidy (Black, 1973) a Grónska (Dijkmans, 1989). Recentní zemní klíny dosahují obvykle menších šířek než ledové klíny (Black, 1969), přičemž v Antarktidě se jejich šířka pohybuje v rozmezí od 20 do 250 cm a hloubka minimálně 130 cm (Bockheim et al., 2009). Naopak některé pozdně

pleistocenní syngenetické zemní klíny mají hloubku až 9 m a anti-syngenetické šířku až 3,9 m (Murton a Bateman, 2009). V mírných šířkách (například v Nizozemí) se vyskytují zemní klíny vytvořené v období würmského glaciálu o hloubce do ± 2 m a šířce $\pm 0,5$ m (Kasse a Vandenberghe, 1998).

Složený klín (composite wedge)

Kombinací dvou předchozích variant je složený klín, který (vlivem oscilace podnebí) zahrnuje prvky ledového i zemního klínu. Složený klín má podobu nestratifikované směsi ledu, klastických sedimentů a eolického materiálu, které sedimentují při zvýšení aridity klimatu (Dylik, 1966). Podle Sekyry (1960) mají rozdílné fyzikální vlastnosti hornin a ledu za následek "prostupování-protávání" sedimentu ledem, což zapříčiňuje nevrstevnatost složeného klínu. Pseudomorfozy složených klínů se v Evropě nalézají na náhorních plošinách Flander a náleží období vrcholného würmského zalednění (Ghysels a Heyse, 2006).

2) Klíny podle původnosti výplně

Primární (primary infilling)

Ledové či zemní klíny tvořené původní výplní. V případě ledového klínu nedošlo k roztátí a nahrazení ledu sedimentem.

Sekundární (secondary infilling)

Naopak v případě roztátí ledu vyplňujícího mrazovou puklinu (vlivem klimatických změn nebo změnou lokálních podmínek) následuje nahrazení ledu okolní zeminou. Důsledkem nestejných rychlostí tání ledu v různých částech ledového klínu je výsledná podoba sedimentární výplně mrazové pukliny značně heterogenní. Vyznačuje se tunely, dutinami nebo zhroucením sedimentárního okolí do prostoru původně vyplněného ledem (Harris et al., 2005), a proto sekundární klín nikdy přesně neodráží původní podobu ledového klínu.

Další znaky umožňující odlišit sekundární výplň původně ledového klínu od zemního klínu tvořeného primární výplní jsou: větší šířka při povrchu než v případě primárních zemních klínů a přítomnost klastů převyšujících svým průměrem 2 cm (Black, 1969). Někteří autoři zabývající se paleogeografickými rekonstrukcemi označují sekundární klíny jako pseudomorfozy (např. Murton a French, 1993).

3) Klíny podle aktivity mrazového pukání

Recentní (active wedge)

Do této kategorie patří v současnosti aktivně se vyvíjející ledové a zemní klíny lokalizované v pásu souvislého výskytu dlouhodobě zmrzlé půdy. Recentní klíny odpovídající klimatickým

podmínkami panujícím v areálu jejich výskytu. Soudobé klimatické podmínky tedy umožňují termální kontrakci půdy, tvorbu mrazových puklin a jejich vyplňování. Podle Mackaye (1992) lze navíc recentní klíny dělit na aktivní (mrazové pukání jednou za dva roky) a zřídka aktivní (mrazové pukání alespoň jednou za 50 let).

Reliktní (inactive wedge)

Reliktní ledové klíny se objevují v klimatické oblasti, ve které nedochází k jejich roztátí, ale ani k jejich zvětšování. Jedná se zejména o zónu nesouvislého výskytu permafrostu s roční průměrnou teplotou vzduchu v rozmezí -2 až -6°C (Péwé, 1966). Mrazové trhliny obsahují primární ledovou výplň, ale ledové klíny se aktivně nepodílí na geomorfologickém vývoji reliéfu, jelikož nedochází k nárůstu objemu ledu.

Další vývoj reliktního ledového klínu závisí na podnebí a umožňuje dvě varianty: 1) Oteplení klimatu doprovázené zvýšením teplot vzduchu degraduje ledový klín a ten je transformován na fosilní ledový klín. 2) Naopak ochlazení podnebí (např. Malá doba ledová – LIA) může oživit reliktní ledový klín, který se dále vyvíjí totožně jako recentní ledový klín.

Fosilní (relict wedge)

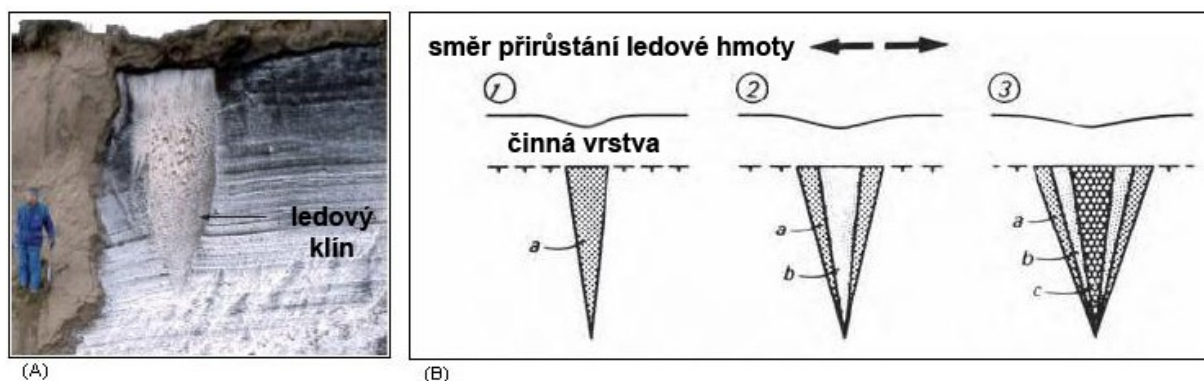
Degradace ledového klínu má za následek vyplnění prostoru (původně zaujímaného ledem) sedimentem (sekundární výplní). Fosilní klíny se nalézají ve středních zeměpisných šířkách včetně České republiky (Žebera, 1943), jelikož během glaciálů v těchto oblastech existovaly vhodné klimatické podmínky pro jejich vznik. Oteplování klimatu na konci pleistocénu zapříčinilo jejich degradaci, ale přesto se do současnosti zachovaly v podobě zemních klínů se sekundární výplní (Vandenberghe a Pissart, 1993).

4) Klíny podle vzniku výplně

Epigenetický (epigenetic wedge)

Epigenetický ledový klín vzniká v erozně a sedimentačně málo aktivních lokalitách (v současnosti nízká intenzita těchto procesů), a proto roste horizontálně ve směru povrchu. Postupné rozšiřování epigenetického klínu (Obr. 1) zapříčiňuje zvětšování jeho šířky, přičemž limitem tohoto rozšiřování je sklon stran 45° (Black, 1974).

Rozměry epigenetických klínů se pohybují v rozmezí: šířka při povrchu 1 – 2 m a hloubka 3 až 4 m (French, 2007). Okolní půdní a horninový substrát je starší než epigenetický ledový klín, jenž se v něm vyvíjí, a proto s nárůstem objemu klínu dochází k deformaci okolního sedimentu a změnám reliéfu.

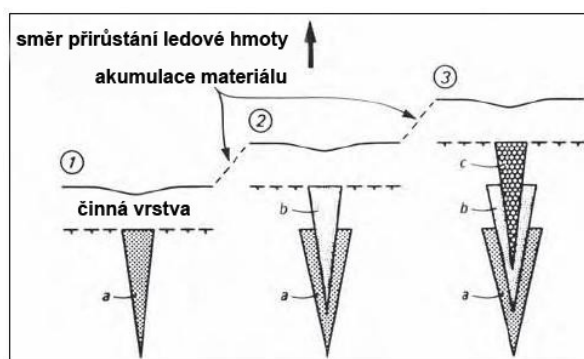


Obr. 1: (A) Epigenetický ledový klín, Summer Island, Kanada (Murton, 2006). (B) Schématické znázornění vývoje epigenetického klínu. Písmena a-c indikují etapy přírůstání ledové hmoty (Mackay, 1990).

Syngenetický (syngenetic wedge)

Oproti epigenetickému vývoji probíhá růst syngenetického klínu především směrem k povrchu (Murton, 2007) - zvyšuje se tedy jeho hloubka. Syngenetické klíny se často nalézají na fluvialních akumulčních terasách (údolí řek a aluviální polohy) nebo ve spodních částech svahů postižených soliflukcí (akumulační části svahů), ale taktéž se vyskytují v oblastech kde je přísun materiálu zajišťován eolickou činností (Dostovalov a Popo, 1966). Agradační polohy zajišťují nárůst hloubky klínu důsledkem episodické akumulce nebo stálého přísunu materiálu a následného pohřbení předchozí generace klínu. Z tohoto důvodu mají jednotlivé úrovně ledového klínu a okolní sediment stejné stáří.

Střídání období agradace a období bez přísunu materiálu se odráží ve výsledné podobě syngenetického klínu (Obr. 2). Nejhlubší syngenetické ledové klíny byly popsány na severní Sibiři o šířce 8 – 10 m při povrchu a hloubce 50 – 80 m (Yershov, 1998), ale takto rozměrné tvary jsou ve světovém měřítku výjimečné. Vasil'chuk (1997) prokázal pro syngenetické klíny výše zmíněných rozměrů růst v rozmezí 1 až 2,7 m za 1000 let, což poukazuje na pozdně pleistocenní původ. Naopak holocenní syngenetické ledové klíny dosahují pouze malých rozměrů vlivem kolísání podnebí a nestálosti přísunu materiálu (French a Godzik, 1988).



Obr. 2: Vývojové fáze zahlubování syngenetického ledového klínu: (1) ledový klín. (2, 3) Episodické pohřbívání klínu vlivem sedimentace materiálu. (a, b, c) Jednotlivé generace klínů (dle Mackay, 1990).

Anti-syngenetický (anti-syngenetic wedge)

Anti-syngenetické mrazové klíny se váží na vrcholové elevace a konvexní části svahů, na kterých dochází ke svahovým pohybům (Mackay, 1990). Na probíhající odnos materiálu reagují anti-syngenetické klíny zahlubováním, jelikož jejich svrchní část je periodicky erodována. Intenzivní soliflukce odnáší taktéž část činné vrstvy, což zapříčiňuje odlišný způsob přirůstání ledu než v případě epigenetických a syngenetických klínů. Velká intenzita svahových procesů limituje vývoj ledových klínů, přičemž zvýšená míra soliflukce může až kompletně degradovat ledové klíny (Mackay, 1990).

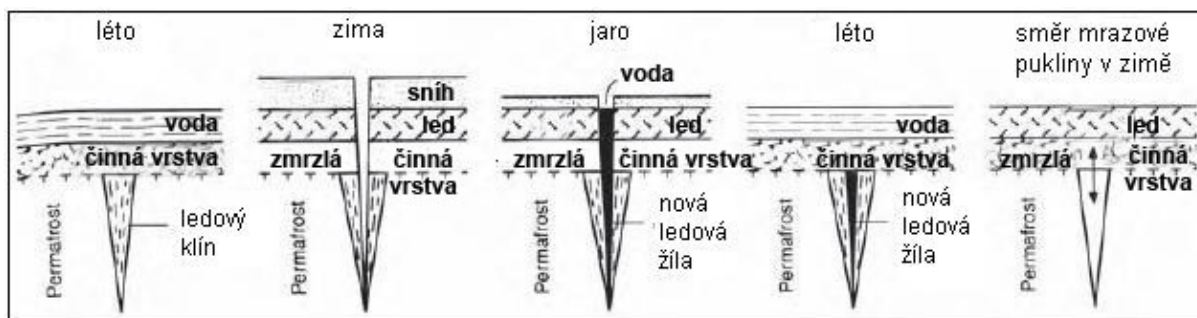
Letní odnos činné vrstvy zapříčiňuje malou rozpoznatelnost anti-syngenetických ledových klínů v krajině (French, 2007), přestože se vyznačují velkou šířkou při povrchu, která například v deltě řeky Mackenzie přesahuje 8,4 m (Mackay, 2000). Jejich velká šířka vyplývá ze snížené mocnosti sněhové pokrývky na svazích vlivem odvívání sněhu větrem, kde intenzivnější tepelné vyzařování půdy má za následek nižší teplotu půdy, efektivnější působení mrazu, intenzivnější termální kontrakci půdy a v konečném důsledku četnější mrazové pukání oproti lokalitám na rovině či s menším sklonem svahů (Murton, 2007).

2. 3. 2. Vznik

Souběžně se zvýšením teploty vzduchu během jarního období počíná tát sníh akumulovaný na povrchu během zimy. Postupně taje i činná vrstva, ale permafrost si udržuje zápornou teplotu. Z tohoto důvodu tavná voda, infiltrující do neuzavřených mrazových trhlin, zmrzá na jejich stěnách nebo na ledu vytvořeném během předchozích cyklů (Berg a Black, 1966). V oblasti arktické zóny Kanady tento proces probíhá během května až června (Mackay, 1983).

Pokračujícím zvyšováním teploty vzduchu během letní části roku vzrůstá mocnost činné vrstvy a tím zaniká svrchní část předtím vzniklé ledové žíly. Spodní část ledového klínu nebo žíly zůstává zachována, jestliže je její hloubka větší než mocnost činné vrstvy.

Opětovný pokles teploty vzduchu pod bod mrazu během podzimu a zimy uzavírá tento cyklus. Činná vrstva zamrzá a v případě nastolení vhodných podmínek dochází k opětovné iniciaci termální kontrakce půdy. V některých případech permafrost puká v místech předchozí mrazové trhliny, čímž pádem se postupně zvětšuje šířka ledové žíly a objem v ní akumulovaného ledu (Obr. 3).



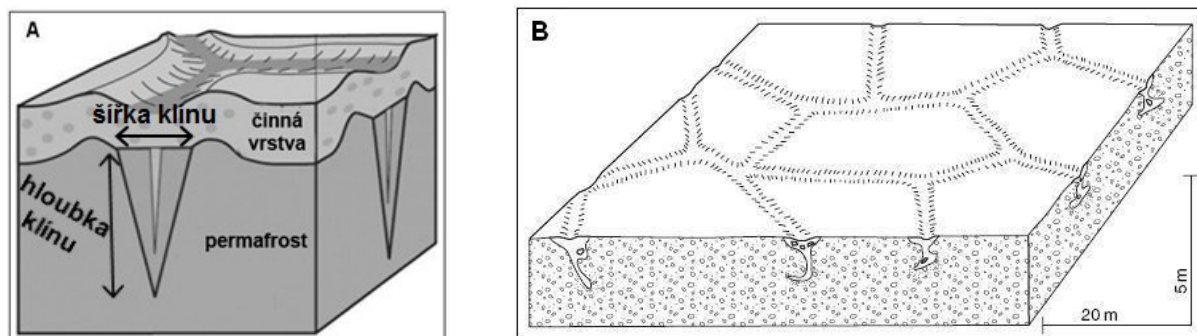
Obr. 3: Ilustrace vývoje ledového klínu, směru přirůstání ledu a místa vzniku mrazové pukliny (dle Mackay, 2007).

Ledová žíla se odlišuje od ledového klínu svými parametry: šířka méně než 0,2 cm a hloubka do 70 cm (French, 2007). Ledová žíla představuje iniciální stádium vývoje ledového klínu (například během prvotního vývoje polygonálního reliéfu na dně odvodněných jezer). Rozhodující vliv na další vývoj ledové žíly a její případnou přeměnu v ledový klín má opakování mrazového pukání permafrostu a pokračující vyplňování mrazových trhlin (ledem akumulujícím se v místě předchozí ledové žíly).

Méně než polovina mrazových trhlin puká na stejném místě každoročně (Harry et al., 1985), přestože polygonální reliéf je méně soudružný vlivem odlišných fyzikálních vlastností ledu a okolního substrátu. Podle Mackaye (1992) je mrazové pukání náhodný proces a označuje ho za chaotický (nelineární). K modifikaci popsaného procesu dochází v hyperaridních chladných oblastech, kde výplň mrazové pukliny může tvořit i eolický materiál, písek, organické látky nebo směs tohoto materiálu a ledu (Murton, 2007).

2. 3. 3. Rozměry a stavba ledových klínů

Ledové, zemní a složené klíny vznikají obdobným procesem z původní mrazové trhliny vytvořené působením mrazu. Z důvodu podobnosti stavby různých typů klínů a jejich pseudomorfóz definuje tato subkapitola jejich rozměry současně. Ledové klíny se popisují jejich hloubkou a šířkou, které zobrazuje blokdiagram části polygonu ledového klínu (Obr. 4A). Prodloužení ledového klínu v horizontální rovině dovoluje charakterizovat i jeho délku, která je definovaná protnutím s navazujícími ledovými klíny (Obr. 4B).



Obr. 4: Strukturální znaky polygonů ledových klínů: (A) Ledový klín (Levy et al., 2010). (B) Polygony fosilních klínů se sekundární výplní (Péwé et al., 1969).

Rozměry ledových klínů jsou značně variabilní a závisí zejména na poloze v reliéfu (epigenetické, syngenetické a anti-syngenetické mrazové klíny). Mezi méně důležitý faktor (ovlivňující rozměr a tvar ledového klínu) patří klima oblasti, jež určuje frekvenci mrazového pukání. Příliš vysoké teploty vzduchu nebo příliš mocná sněhová pokrývka zabraňují mrazovému pukání permafrostu a tedy i vytvoření mrazové pukliny v permafrostu.

Stejně heterogenní jako šířka a hloubka ledových klínů je i jejich délka v horizontálním směru (Obr. 4B): z arktického pobřeží Severozápadních teritorií Kanady byly popsány délky iniciálních mrazových puklin 8 až 18 m (Mackay, 1999), ale na Aljašce a v dalších částech Kanady až 30 m (Plug a Werner, 2008), a na planetě Mars až 300 m (Mangold, 2005). Rozměry ledových klínů ovlivňuje také zrnitostní složení substrátu, ve kterém se tvoří. V jemnozrnných jílovitých a prachovitých substrátech dochází k mrazovému pukání už při roční průměrné teplotě vzduchu -2°C , zatímco hrubozrnné substráty (písek nebo štěrk) mrazově pukají až při roční průměrné teplotě vzduchu menší než -6°C (Romanovskii, 1985). Tato variabilita vyplývá z vyšší tepelné vodivosti jílovitých jemnozrnných substrátů, které se vyznačují vysokým obsahem ledu, přičemž led se v nich akumuluje důsledkem méně efektivního odvodňování oproti hrubozrnným substrátům (Romanovskii, 1973).

Poměr mezi šířkou a mocností klínu popisuje ukazatel W/H (width/height ratio), který se sice v odborné literatuře objevuje zřídka, ale přesto má svůj výzkumný význam. Tento koeficient poukazuje na odlišnou pozici ledových klínů v terénu a částečně dokládá i historii vývoje ledového klínu. V případě anti-syngenetických klínů koeficient W/H převyšuje hodnotu 1 (např. Ghysels a Heyse, 2006), u epigenetických klínů se pohybuje v intervalu 1 až 0,5 (např. Worsley, 2000) a u syngenetických klesá pod 0,5 (např. Fortier et al., 2006).

2. 3. 4. Výplň ledových klínů

Mrazové struktury včetně ledových klínů se vyvíjí v interakci s okolním geosystémem, a proto složení ledu a stratifikace jednotlivých vrstev odráží jejich vzájemný vztah (Murton, 2007). Tavná voda infiltrující do mrazové pukliny nebo do prostoru ledového klínu obsahuje řadu látek, které jsou zde společně se zamrzající vodou uloženy. Rozměry utvořených ledových krystalů se pohybují v rozmezí 0,1-100 mm (Black, 1974), přičemž jejich velikost narůstá od centra k okrajům ledového klínu (Gell, 1974). Příměsí tvoří v největší míře minerální částice, organické látky a klastické sedimenty pocházející z bezprostředního okolí. Led také obsahuje mnoho vzduchových bublin o velikosti do 0,3 mm, což determinuje jeho mléčné zbarvení (Gell, 1974). Bubliny vzduchu a ostatní příměsí jsou orientované ve směru

mrazového pukání (Black, 1974). Soudobá antropogenní činnost se prostřednictvím atmosférické depozice odráží i ve složení ledu ledového klínu, jenž obsahuje zvýšené hodnoty dusíku, síry a radioaktivních izotopů- tritium (Burn, 1990). V ledových klínech se také vyskytuje živá biota doložená v podobě bakterií přežívajících až 25 000 let (Katayama et al., 2007).

Sezónní infiltrace vody do prostoru ledového klínu vytváří vertikální přírůstkové vrstvy (Washburn, 1979), které jsou mikroskopicky navzájem odlišitelné. Epigenetické, syngenetické a anti-syngenetické ledové klíny se odlišují polohou nejmladšího ledu v podélném a příčném profilu ledového klínu. Přírůstek ledu během jedné sezóny se odvíjí od šířky vytvořené mrazové trhliny, ale zpravidla se pohybuje v rozmezí 0,1 - 2 mm (Black, 1976). Roční přírůstky hmoty jsou omezeny tím, že mrazové trhliny se na stejném místě nevytvářejí každoročně (Mackay, 1992) a celkový objem vzniklé mrazové trhliny je ledem vyplněn pouze z $\pm 20\%$ (Mackay, 1975).

Voda zakonzervovaná v ledovém klínu si uchovává svoje původní izotopové složení a navíc samotný led omezuje rozklad v něm uložených organických látek. Led a organické příměsy umožňují provedení analýzy poměru izotopů kyslíku a radiokarbonové datování ledových klínů s využitím izotopu ^{14}C (Vasil'chuk a Vasil'chuk, 1997). Určení poměru izotopů kyslíku ^{18}O a ^{16}O ($\delta^{18}\text{O}$), stejně jako v případě grónských¹ a antarktických ledovcových vrtů, dovolu je popsat oscilace klimatických podmínek v holocénu a pozdním pleistocénu. Oproti ledovcovým vrtům bývá použitelný záznam z ledových klínů neúplný, což omezuje jeho využití pro paleoklimatické rekonstrukce.

Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ odvozené z analýz kyslíku vázaného v ledu recentně aktivních ledových klínů arktické zóny severní polokoule oscilují v intervalu -22 až -24,5 ‰ (Michel, 1990). Naopak hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ lednových srážek v této oblasti se pohybují okolo -28 ‰ (Lawrence a White, 1991). Tuto odchylku zapříčiňuje druhotné uložení tavné vody ze sněhových srážek do ledového klínu. Původní ochuzení lednových srážek o izotop kyslíku ^{18}O odráží velkou vzdálenost od zdrojů oceánského proudění vzduchu. Tento faktor je navíc v zimním období umocněn působením center vysokého tlaku vzduchu omezujících přísun oceánského vzduchu. Naměřené hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ ilustrují specifika arktického klimatu (nízké teploty vzduchu, aridita). Z pohledu paleoklimatických rekonstrukcí je důležitější určení hodnot $\delta^{18}\text{O}$ starších přírůstkových vrstev, jelikož ty dovolují rekonstrukci paleoklimatických podmínek a kolísání podnebí v holocénu a v pozdním pleistocénu.

¹ Roční průměry hodnot $\delta^{18}\text{O}$ zjištěné ze srážek v Grónsku (Camp Century) v roce 1967 -31.2 ‰ a 1968 -28.3 ‰ (Dansgaard et al., 1969).

Organická hmota zakonzervovaná v ledovém klínu se používá pro datování (radiokarbonová metoda) okolního ledu, jehož hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ slouží k rekonstrukcím klimatických výkyvů. Organickou hmotu nejčastěji tvoří zbytky rostlinných těl, ale v některých případech i zbytky živočichů. Využitelnost organické hmoty snižuje snadná redepozice v rámci ledového klínu, ale přesto Vasil'chuk a Vasil'chuk (1997) analyzovali na Sibíři ledové klíny poskytující záznam přes 40 000 let BP.

2. 4. Morfologie polygonů ledových klínů

Mezi nejvýraznější projev existence ledových klínů patří jejich povrchové propojování do polygonů různých rozměrů a tvarů, které se sdružují do polygonálních sítí o širokém spektru konfigurací. Podpovrchové přirůstání ledových klínů postupně tlakem přirůstajícího ledu deformuje a vytlačuje okolní půdní substrát (Sekyra, 1960). Pod povrchem se tyto deformace projevují ohnutím (výzdvihem či poklesem) vrstev přiléhajících k ledovému klínu (Washburn, 1979). Na povrchu se přemístěný materiál akumuluje podél ledových klínů, kde tvoří polygonální povrchové tvary. Tímto způsobem vzniklé polygony se řadí mezi strukturní půdy (Ballantyne, 2007) a na povrchu mohou být patrné už během 4 let po iniciaci mrazového pukání: například po odvodnění termokrasového jezera (Mackay, 1999).

Rozvoj metod dálkového průzkumu země umožnil dokumentovat rozsah sítí polygonů ledových klínů a popsat jejich morfologické znaky. Polygonální struktury byly taktéž nalezeny na povrchu planety Mars, kde se k jejich studiu používá výhradně metod DPZ. Na satelitních snímcích z Marsu jsou patrné polygonální sítě, které se svojí konfigurací podobají pozemským polygonům ledových klínů (Isaev a Abramenko, 2003). Na základě této podobnosti se předpokládá analogie procesu formující polygony na Zemi a na Marsu a taktéž výskyt klínů obsahujících led (Mangold, 2005).

Rozměry a konfigurace (ortogonální až hexagonální) většiny marsovských polygonů odpovídají pozemským (průměr do 40 m) i přesto, že na Marsu existují polygony o rozměrech až 300 m (Mangold, 2005). Na obou polokoulích Marsu dominují polygony s vysoko položeným středem (Levy et al., 2009). Obecně jsou na Marsu polygonální struktury nejhojněji rozšířeny v pásu od pólů po 60°, na kterém jejich rozšíření přechází v nesouvislé a mizí přibližně na 30° (Levy et al., 2010).

2. 4. 1. Rozměr

Jednotlivé polygony jsou odděleny ledovými klíny, které se svým povrchovým projevem odlišují od centrálních částí. Tato skutečnost dovoluje určení polohy a délky ledového klínu

v oblastech výskytu jejich recentních a reliktních forem. Naopak u jejich fosilních forem byly rozdíly mezi středem a okraji polygonu zarovnány erozními procesy, ale přesto lze rozměry i těchto polygonů mapovat pomocí metod DPZ. Výplň fosilního ledového klínu se obvykle odlišuje od okolního materiálu, což dovoluje určení jeho polohy a jeho zmapování. Sekundární výplň často tvoří jemnozrnější materiál než vnitřní část polygonu, a proto má vyšší půdní vlhkost projevující se odlišným stavem vegetace (Christensen, 1974). Z morfometrického hlediska ledové klíny ohraničují polygon a odpovídají délkám jeho stran, přičemž nejdelší osa polygonu udává velikost (průměr) polygonu.

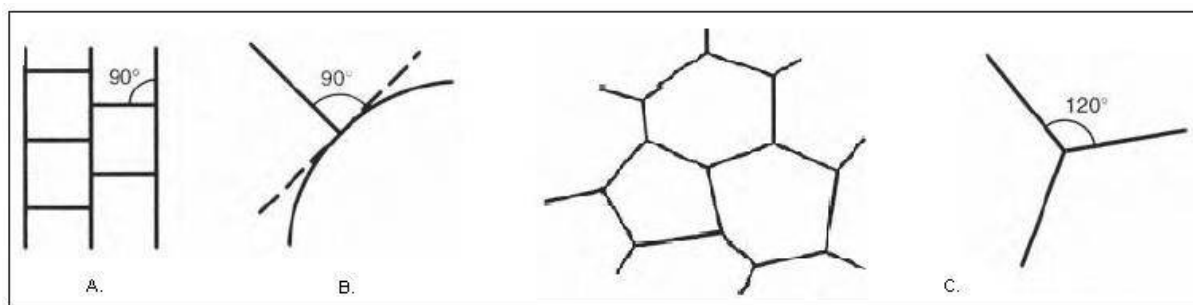
Rozměry polygonálních struktur jsou značně variabilní. Délky stran se pohybují v rozmezí od několika metrů až po desítky metrů (Plug a Werner, 2008) a průměry polygonů od 15 do 40 m (French, 2007). Dřívější hypotézy předpokládaly přímou závislost průměru polygonu na hloubce jeho ledového klínu (Lachenbruch, 1962):

$$\text{průměr polygonu} \approx 2 \cdot \text{hloubka ledového klínu}$$

Moderní výzkumy a rozvoj georadarových průzkumů, ale tento předpoklad nepotvrdily (např. Ghysels a Heyse, 2006). Nepřímou závislost rozměru polygonu na hloubce ledového klínu vysvětluje různorodost faktorů determinujících vývoj polygonů v rámci polygonální sítě: klima; vývoj reliéfu; růst vegetace; požáry a změny mocnosti činné vrstvy; výška sněhové pokrývky; zrnitost substrátu (French, 2007).

2. 4. 2. Tvar a konfigurace

Polygony ledových klínů nabývají širokého spektra forem (Obr. 5, Obr. 6) od základního ortogonálního, heptagonálního a hexagonálního tvaru (French, 1996) až po polygony heptagonální a oktagonální (Kysilka, 2010). Strany ortogonálního polygonu svírají úhel $\pm 90^\circ$ a v případě heptagonálního a hexagonálního úhel $\pm 120^\circ$ (Obr. 5).



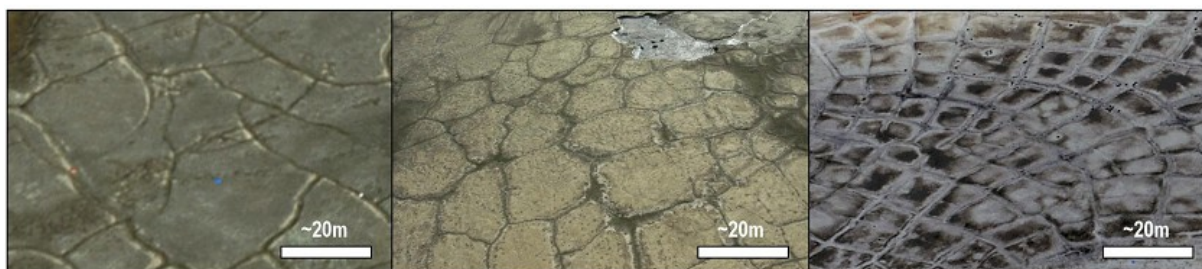
Obr. 5: Polygonální sítě a vnitřní úhel polygonů: (A) ortogonální (B) orientovaná ortogonální (C) hexagonální (French, 2007).

Polygony ortogonálního tvaru vznikají postupným mrazovým pukáním, kdy nejprve dochází k pukání ve stejném směru na celé ploše, po kterém následuje pukání ve směru kolmém na

prvotní mrazové pukliny. Povrch je takto postupně rozdělen polygonální sítí tvořenou ortogonálními tvary (Lachenbruch, 1966). Ortogonální polygonová síť se považuje za úvodní stádium vývoje polygonální sítě, jež by mohla pokračováním mrazového pukání dospět k hexagonálním polygonům (Sletten et al., 2003).

V blízkosti velkých vodních ploch (jezera nebo vodní toky) primární mrazové pukliny kopírují směr březní čáry, přičemž sekundární mrazové pukliny se vytvářejí ve směru kolmém na primární. Jednotlivé polygony mají ortogonální charakter, ale polygonová síť se jako celek orientuje směrem k vodní ploše (French, 2007). Vysoká tepelná kapacita vody oproti půdě a skalnímu podloží se pokládá za hlavní příčinu orientace polygonální sítě paralelně s břehovou čarou, ale obecná platnost tohoto jevu ani potřebné množství vody není zřejmé. Obdobou ortogonální sítě je nepravidelná ortogonální síť (soustava tříhranných až šestihranných polygonů jejichž strany svírají úhly od $\pm 90^\circ$ do $\pm 120^\circ$), která je považována za přechodnou formu k heptagonální a hexagonální polygonální síti (Lachenbruch, 1966).

Sletten et al. (2003) hypoteticky označuje pentagonální a hexagonální polygonální síť (vnitřní úhly polygonů $\pm 120^\circ$) za vrcholnou vývojovou fázi polygonální sítě (Obr. 5C). Současné výzkumy a matematické modelování vývoje polygonálních struktur tuto hypotézu potvrzují pouze z části (např. Plug a Werner, 2002). Nesoulad mezi teorií a reálným prostředím zapříčiňuje heterogenita prostředí a množství faktorů ovlivňujících frekvenci mrazového pukání a vývoj ledových klínů. Další navržená hypotéza počítá se současným vznikem mrazových puklin různého směru a jejich postupným propojováním (French, 1996). Předpokladem této hypotézy je homogenní substrát a uniformní pokles teploty vzduchu na celé ploše polygonální sítě.



Obr. 6: Příklady různých konfigurací polygonálních sítí, vysoká Arktida (Haltigin, 2010).

2. 4. 3. Pravidelnost a protažení

Nepravidelné polygony, tedy takové, u nichž významně převládá jedna z os, jsou v arktické zóně časté, ale mechanismus protažení polygonů a tedy i orientace mrazových puklin v určitém směru není znám. Polygonální struktury situované vedle velkých vodních ploch s vysokou termální kapacitou mohou být orientovány ve směru břehové čáry (Lachenbruch,

1966). Antisyngenetické klíny situované na svazích svým protažením sledují spádnici svahů a korespondují se směrem gravitace (Ulrich et al., 2011). V případě rovinatých pozic polygonálních sítí v reliéfu bez vlivu vodních ploch (většina polygonálních struktur na Zemi) není zatím přesně známo, jaké procesy kontrolují protažení polygonů a jeho směr.

2. 4. 4. Výšková členitost

Distribuce polygonů ledových klínů v plošně rozsáhlém areálu s odlišnými klimatickými a geografickými podmínkami zapříčiňuje rozdíly v geometrii polygonů, ale také rozdílnou výškovou členitost. Polygony ledových klínů se vyskytují ve dvou typech odlišujících se relativní výškou středu polygonu oproti jeho okrajům a depresím v nadloží ledového klínu (neboli úžlabí ledového klínu). Morfologickou podobu polygonu determinují periglaciální procesy formující jeho povrch, které zčásti závisí na efektivitě odvodňování dané lokality a zrnitosti substrátu (French, 2007).

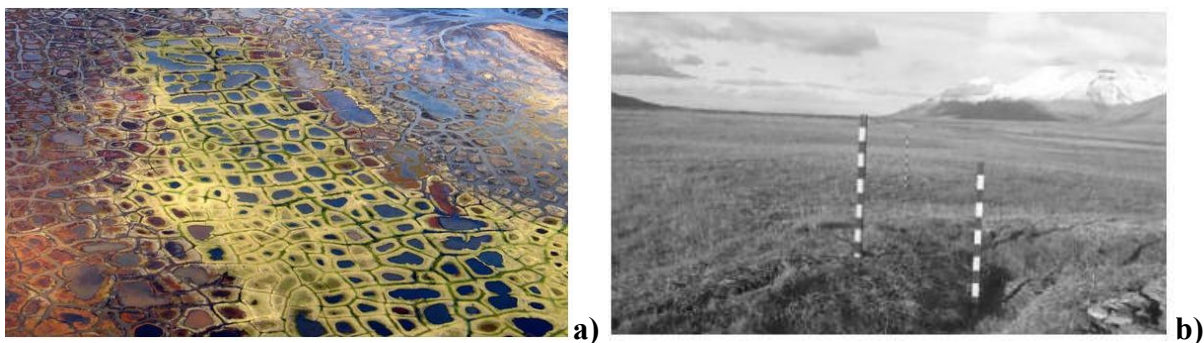
Polygony s nízko položeným středem (low-centered polygons; French, 2007)

Morfologii polygonu s nízko položeným středem charakterizuje centrální deprese obklopená valy obepínajícími podlouhlý příkop v nadloží ledového klínu (Obr. 7). Výška těchto valů nepřevyšuje střed polygonu o více než 150 cm (French, 2007). Centrální deprese často zadržuje tavnou vodu, což se odráží v pokračujícím poklesu povrchu (respektive nárůstem výškového rozdílu oproti okrajovým valům) důsledkem tání půdního ledu v zemině izolované povrchovou vodou (French, 2007).

Tento morfologický typ polygonů ledových klínů se nejčastěji vyskytuje v oblastech s plochým reliéfem a zhoršeným odtokem vody, což přispívá k vysokému obsahu organické hmoty ve svrchním horizontu půdy (Kasper a Allard, 2001). Na centrální deprese tohoto typu polygonů jsou v zóně tundry vázány rody třídy rašeliníků (*Sphagnopsida*) a celkově má krajina tvořená polygony s nízkým středem močálovitý charakter (Yershow, 1998).

Proces formující tento morfologický typ polygonů se skládá ze dvou současně působících pochodů. Růst epigenetického ledového klínu a expanze klínu v horizontálním směru vytlačuje okolní materiál do okolí klínů, kde se hromadí ve formě valu obepínajícího úžlabí ledového klínu (Mackay, 2000).

Druhý proces označovaný jako *laterální termální expanze* (lateral thermal expansion) přesouvá v letním období část činné vrstvy k okrajům polygonu, kde se půda akumuluje podél ledových klínů (Mackay, 2000). Jejím opakem je termální kontrakce půdy probíhající v zimním období, která ale nepřesouvá půdní hmotu z důvodu uvolnění vzniklého napětí mrazovým pukáním permafrostu (Mackay, 1999).

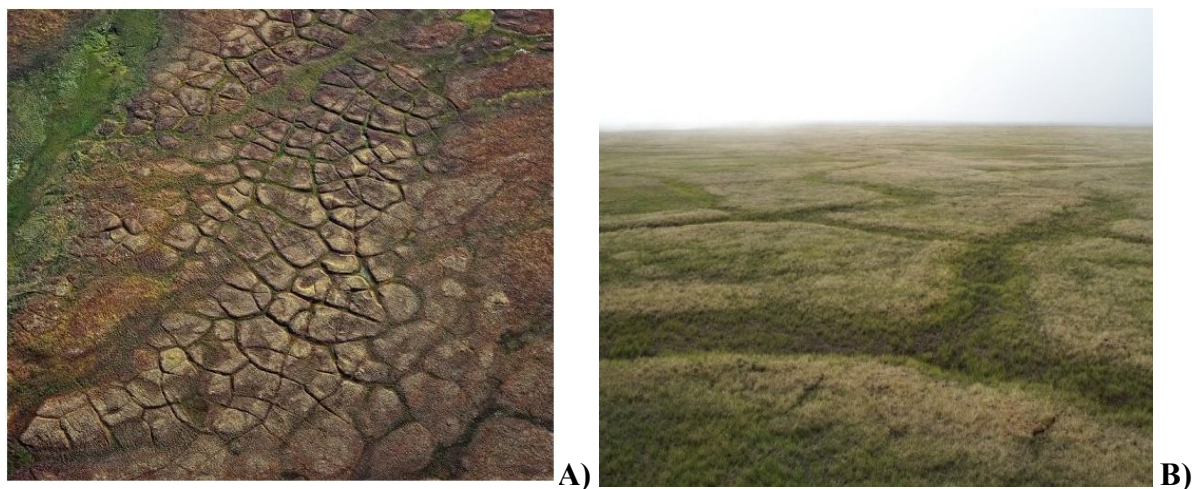


Obr. 7: Polygony s nízko položeným středem: (A) Středové deprese vyplněné jezery, North Slope, Aljaška (University of Alaska International Polar Year Young Researchers Network). (B) Valy ohraničující polygon a příkop v nadloží ledového klínu, Adventdalen, Svalbard (Christiansen, 2005).

Polygony s vysoko položeným středem (high-centered polygons; French, 2007)

Dobře odvodňované lokality na hrubozrnných substrátech, svažitéjší polohy nebo klimaticky sušší lokality jsou místem výskytu polygonů ledových klínů s vyvýšeným centrem polygonu oproti nadloží ledového klínu (Obr. 8) (Kasper a Allard, 2001).

Ke vzniku tohoto morfológického typu polygonu dochází táním při povrchové části ledového klínu, jenž tak tvoří podélný příkop oddělující vnitřní části sousedních polygonů. Dobré odvodňování zamezuje akumulaci vody na povrchu a jejím destruktivním účinkům na půdní led. Polygony s vysokým středem mohou vzniknout i transformací polygonů s nízko položeným středem a to poklesem jejich báze vedoucí k efektivnějšímu odvodňování. Tato přeměna postupuje postupně prohlubováním podélné deprese v nadloží ledového klínu, zanášením středu polygonu organickým materiálem a postupným erodováním vyvýšených valů podél polygonu (French, 2007). Zvýšená koncentrace odtoku tavné vody do příkopů v nadloží ledových klínů má za následek jejich zahlubování a transformaci polygonální sítě a může vést až k její degradaci za vzniku tzv. *badlandového termokrasového reliéfu* (Fortier et al., 2007).



Obr. 8: Polygony s vysoko položeným středem: A) Sibiř (International Permafrost Association, 2010). B) Střed a okraj polygonu, Aljaška (SnowNet, 2009).

2. 5. Vnější faktory ovlivňující morfologické parametry polygonálních sítí

2. 5. 1. Zrnitost substrátu

Mrazové klíny vznikají v různorodých sedimentech a půdách lišících se na regionální a lokální úrovni. Tato heterogenita, a to především z pohledu zrnitosti, se odráží v rozšíření a mocnosti permafrostu a frekvenci mrazového pukání, jelikož hrubozrné a jemnozrné substráty mají odlišné fyzikální vlastnosti. Na základě vztahu mezi teplotou vzduchu a zrnitostí substrátu lze vyčlenit tři typy materiálů determinující aktivitu mrazového pukání a to substráty s převahou složky: hrubozrné (písek 0,063-2 mm); jemnozrné (jíl <0,002 mm); a organogenní půdy (rašelina), (Yershow, 1998). Pro účely této práce se za hrubozrnný horninový substrát považuje materiál s převládající zrnitostní frakcí větší než 0,25 mm (písek, štěrk) a za jemnozrnný substrát materiál s převahou frakcí menší než 0,25 mm (jíl, prach).

Primárními důsledky zapříčiněné odlišnými fyzikálními vlastnostmi těchto substrátů jsou rozdílná půdní teplota a termální gradient vlivem nestejné termální konduktivity a retenční kapacity. Hodnoty termální konduktivity při teplotě okolo -5°C se pohybují od 1,7 W*m⁻¹ K⁻¹ u hrubozrnných po 2,2 W*m⁻¹ K⁻¹ u jemnozrnných substrátů (Delisle, 1998). Organický materiál navíc efektivně izoluje pod ním situovaný permafrost (French, 2007).

Přestože zrnitost substrátu významně determinuje aktivitu mrazového pukání ledových klínů a typ polygonu, její vliv na geometrické aspekty polygonálních sítí redukuje působení místních podmínek, klimatu, morfologických změn vyvolaných růstem ledových klínů a vzájemná interakce těchto a dalších faktorů (Mackay, 1999).

Hrubozrnný substrát

Materiál s převahou hrubozrné složky zaujímá plošně rozlehlé oblasti ve vysokých zeměpisných šířkách a to včetně ostrovů v Severním ledovém oceánu. Sedimentární pokryv tvoří nejčastěji glaciální (písek, štěrk, till) a aluviální uloženiny (především štěrk) holocenního stáří (Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic, 1983).

Hrubozrnný materiál se vyznačuje vysokou pórovitostí zapříčiňující dobré odvodňování, a proto jsou území s tímto podkladem spjata s polygony s vysoko položeným středem (Levy et al., 2010). Proces vedoucí k tomuto morfologickému typu polygonů vyplývá z minimální akumulace vody v pórech hrubozrnných substrátů, což zapříčiňuje jejich nízkou termální konduktivitu (vedení tepla) a tedy i pomalejší reakci na změny atmosférických teplot.

Pokles půdní teploty v hrubozrnných substrátech nastává ve srovnání s jemnozrnnými po delším období záporných teplot vzduchu nebo po celkově nižších teplotách. Proto

v hrubornných substrátech dochází k mrazovému pukání až při průměrných ročních teplotách vzduchu menších než -6°C (Romanovskii, 1985).

Jemnozrnný substrát

Lakustriní, fluviální či mořské jílovité sedimenty zaujímají rozsáhlé území v nižších šířkách arktické zóny (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Jílovité a prachové částice jako nejjemnější zrnitostní frakce jsou pro vodu špatně prostupné. Z tohoto důvodu se voda akumuluje na povrchu a v připovrchové vrstvě půdy, což vede ke vzniku polygonů ledových klínů s nízko položeným středem.

Voda a led akumulované v činné vrstvě permafrostu mají při stejné teplotě oproti okolnímu substrátu vyšší hodnoty termální konduktivity, a proto efektivněji přenáší chlad (teplo). Toto vede k vyšší frekvenci mrazového pukání, než by odpovídalo klimatickým poměrům (French, 2007). Celkově k mrazovému pukání permafrostu v jemnozrnných substrátech dochází už při průměrných ročních teplotách vzduchu menších než -2°C (Romanovskii, 1985).

Organický materiál

Povrchová akumulace rašeliníků (Sphagnopsida) a dalšího organického materiálu působí obdobně jako jemnozrnný substrát. Zadržování vody (v organickém materiálu nebo v rostlinných pletivech) a její přeměna na led v zimním období pozitivně ovlivňuje přenos chladu z atmosféry do půdy vlivem vysoké tepelné vodivosti ledu. Naopak během léta v povrchové vrstvě akumulovaná organická hmota efektivně izoluje permafrost a ledové klíny, čímž zmenšuje mocnost činné vrstvy.

Působení organické hmoty tímto způsobem umožňuje existenci permafrostu a reliktních ledových klínů i v oblastech s roční průměrnou teplotou vzduchu okolo 0°C (Delisle, 1998).

2. 5. 2. Teplota vzduchu

Polygony ledových klínů prokazatelně vznikají pouze při průměrných ročních teplotách vzduchu menších než $-2^{\circ}\text{C}/-6^{\circ}\text{C}$ (v závislosti na zrnitosti substrátu) (Romanovskii, 1985), přesto neexistuje lineární závislost rozměrů a případně konfigurace polygonů na teplotě vzduchu (Mackay a Burn, 2002). Absolutní teplota vzduchu nedeterminuje rozměry polygonů, ale jejich vztah k teplotě vzduchu je dán vazbou termální kontrakce permafrostu na rapidní poklesy teploty vzduchu (Mackay, 2007). Synoptická situace ovlivňuje chod teplot vzduchu a další meteorologické charakteristiky, a tak i mrazové pukání (Allard a Kasper, 1998). Právě přechod z cyklonální na anticyklonální situaci determinuje tento proces, kdy průchod tlakových níží a následný rapidní návrat k nízkým teplotám vzduchu anticyklonální situace kontroluje termální kontrakci permafrostu (Christiansen, 2005).

2. 5. 3. Mocnost sněhové pokrývky

Sníh efektivně izoluje pod ním ležící půdu z důvodu své nízké termální konduktivity, čímž limituje přenos tepla z půdy do atmosféry. Na arktickém pobřeží Severní Ameriky mocnost sněhové pokrývky větší než 60 cm izoluje permafrost a úplně zabraňuje mrazovému pukání (Mackay, 1992). Z tohoto důvodu existují nejlepší podmínky k mrazovému pukání permafrostu v chladné a aridní klimatické zóně nebo v ostatních oblastech na počátku zimy, kdy mocnost sněhové pokrývky obvykle dosahuje menších hodnot. Obecně určenou 60 centrimetrovou limitní mocnost sněhu nelze přijímat absolutně, jelikož termální konduktivita sněhu se liší v závislosti na hustotě sněhu (Ling a Zhang, 2004).

Lokálně ovlivňují mocnost sněhu místní podmínky (stav vegetace, závětrný efekt, ale i změny reliéfu podmíněné rozvojem polygonálních struktur) a mohou výrazně snížit nebo zvýšit frekvenci mrazového pukání. Především růst vegetace nebo zvýšený úhrn sněhových srážek má za následek nárůst mocnosti činné vrstvy, přeměnu recentních ledových klínů na reliktní nebo jejich kompletní degradaci (Burn et al., 2009).

2. 5. 4. Doba vývoje polygonální sítě

Velikost polygonálních struktur a šířka ledových klínů nevyjadřuje průměrné klimatické podmínky, ale odráží obtížně kvantifikovatelné náhlé zimní poklesy teploty vzduchu (Plug a Werner, 2002). Přesto existuje vztah mezi dobou vývoje polygonální sítě a jejími morfologickými parametry (Bockheim et al., 2009), jelikož s rostoucí dobou vývoje polygonální sítě narůstá pravděpodobnost vyššího počtu vpádů studeného vzduchu podmiňujících mrazové pukání permafrostu.

Stálost klimatu v Antarktidě dovoluje zobrazit závislost velikosti polygonů na době jejich vývoje. Sletten et al. (2003) popsali zmenšující se rozměry polygonů s narůstající dobou jejich vývoje (důsledkem většího počtu cyklů mrazového pukání), přičemž v Antarktidě délka hlavní osy polygonů o stáří 1000-2000 let dosahuje 40-50 m zatímco polygony starší než 12 000 let mají 10-20 m v průměru.

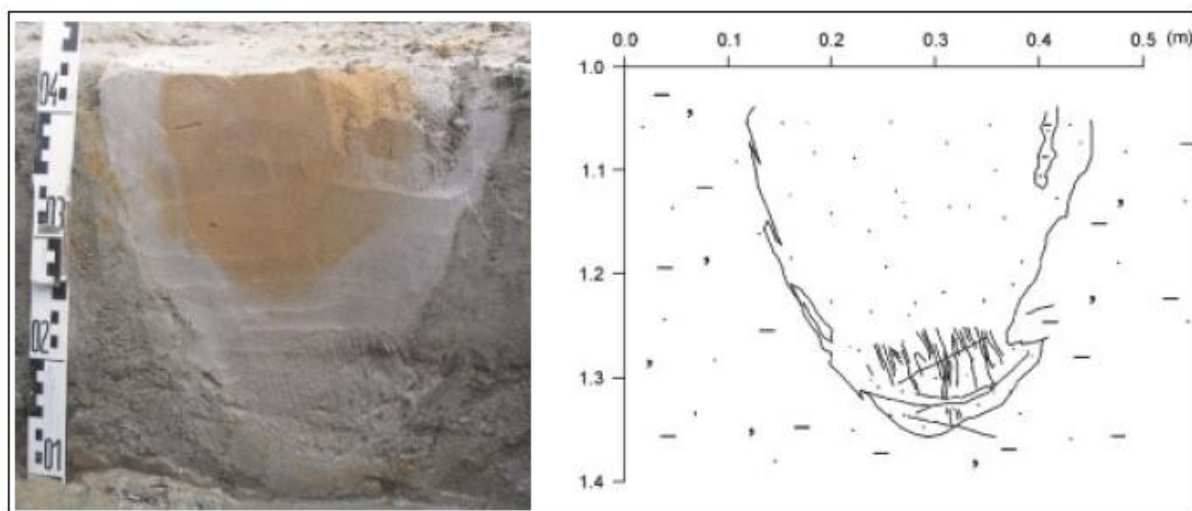
Obdobná závislost byla zaznamenána také pro pravidelnost polygonální sítě vyjádřenou počtem stran polygonu. V tomto případě se polygony s rostoucí dobou vývoje stávají pravidelnějšími. V časovém měřítku $\pm 10\,000$ let dominují ortogonální polygony s úhly mezi mrazovými klíny $\pm 90^\circ$ zatímco v polygonálních sítích vyvíjejících se 10 000 až 100 000 let převažují pentagonální a hexagonální polygony (úhly $\pm 120^\circ$) o téměř stejně dlouhých stranách polygonu (Sletten et al., 2003).

2. 6. Paleogeografický význam polygonálních struktur

V současné době se polygony ledových klínů aktivně vyvíjejí v chladných oblastech vysokých zeměpisných šířek, ale jejich pseudomorfózy se nacházejí i ve středních šířkách severní polokoule včetně České republiky (Křížek, Kysilka, Nyplová, 2011). Nálezy těchto pseudomorfóz ledových klínů se staly podkladem paleoklimatických rekonstrukcí (např. Kasse a Vandenberghe, 1998), jež se zakládají na podobnosti tvarů vysokých zeměpisných šířek a mírného pásma (např. Vandenberghe, 1998). Například rozměry pseudomorfóz polygonů ledových klínů na území České republiky se pohybují v intervalu 3-25 m (Nyplová, Křížek, 2010), přičemž polygony tvořené těmito pseudomorfózami mají nejčastěji pentagonální tvar. Rozsah šířek vlastních pseudomorfóz ledových klínů dosahuje hodnot od 0,5 po 6 m.

Polygonální tvary dokládají výrazné kvartérní klimatické změny a dokazují rozšíření permafrostu (Péwé, 1966) ve Střední Evropě během posledního glaciálu, kdy vznikaly naše polygonální sítě. Paleogeografický význam pseudomorfóz ledových klínů (Obr. 9) je značný (Washburn, 1979), k čemuž přispívá snadná lokalizovatelnost existujících polygonálních sítí v krajině na leteckých a satelitních snímcích.

Analýza vnitřní struktury pseudomorfóz ledových nebo zemních klínů dovoluje získat bližší paleoklimatická data využitelná k rekonstrukci holocenních (např. Kasper a Allard, 2001), ale i svrchně pleistocenních klimatických podmínek (např. Meyer et al., 2002). V případě recentního klínu umožňuje radiokarbonové datování organického materiálu uloženého uvnitř ledu nebo v přilehlém sedimentu absolutní časové zařazení části ledového klínu a zjištění poměru stabilních izotopů kyslíků $\delta^{18}\text{O}$ (Vasil'chuk a Vasil'chuk, 1997).



Obr. 9: Fosilní ledový klín se sekundární výplní, Flandry, Belgie (Ghysels a Heyse, 2006).

Recentní a reliktní ledové klíny arktické a subarktické zóny se využívají pro výzkum holocenního klimatu a jeho změn. Analýza výplně syngenetických ledových klínů poskytuje stratigrafický záznam, v němž se střídají vrstvy ledu a minerálních nebo organických sedimentů. Tyto vrstvy ukazují na období zvýšené sedimentace, změny atmosférické cirkulace a klimatické oscilace (Fortier et al., 2006). Klimatické změny taktéž dokládá přerušení a opětovné reaktivování vývoje ledových klínů (Fortier a Allard, 2004; Kasper a Allard, 2001).

Pleistocén se vyznačuje výkyvy klimatu, rozvojem ledovcových štítů a posunem periglaciální zóny a permafrostu do mírných zeměpisných šířek severní polokoule. Na posun periglaciální zóny k jihu během dob ledových se váží polygonální struktury a pseudomorfózy ledových klínů, jež se využívají k rekonstrukci paleoklimatu a rozšíření permafrostu (např. Christensen, 1974). Z polygonálních sítí pseudomorfóz ledových klínů se vyvozují paleoklimatické charakteristiky: roční průměrná teplota vzduchu; průměrná teplota vzduchu nejstudenějšího měsíce; a průměrný roční úhrn srážek, který se určuje na základě předpokladu o primární výplni klínu (Kasse a Vandenberghe, 1998).

Paleogeograficky se analyzuje také výplň pseudomorfóz ledových klínů (např. Ghysels a Heyse, 2006), i přesto že sekundární sedimentární výplň přesně neodpovídá primární ledové výplni (Harris et al., 2005). Mezi nejistoty rekonstrukcí paleoklimatu patří: různorodost současného a pleistocenního periglaciálního prostředí především z pohledu distribuce slunečního záření (Murton a Kolstrup, 2003); nestabilita svrchně pleistocenního klimatu (Johnsen et al., 1995); a nelinearita mrazového pukání (Mackay, 1992). Podle Murtona a Kolstrupa (2003) ledové klíny nepodávají informaci o průměrných poměrech klimatu, ale o extrémních událostech podmiňujících mrazové pukání permafrostu.

3. Fyzicko-geografická charakteristika zájmových lokalit

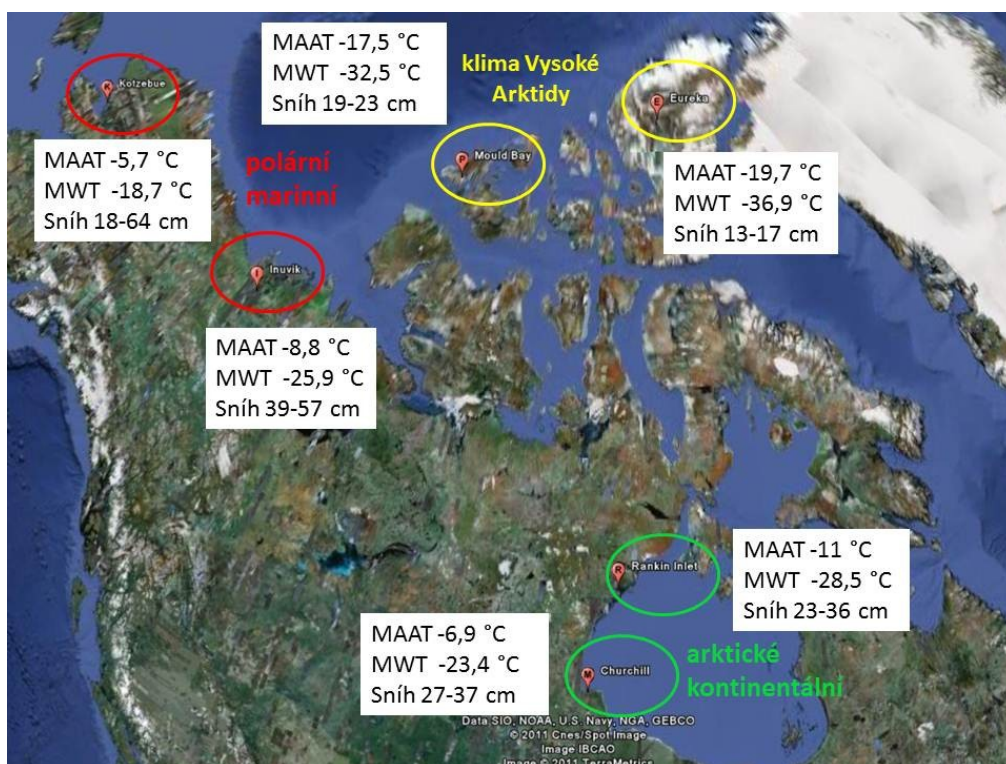
3. 1. Poloha

Následující kapitola přináší fyzicko-geografickou charakteristiku zájmových území (Tab. 3), na nichž byly zvoleny lokality pro analýzu morfologie polygonů ledových klínů.

Tab. 3: Souhrn geografických souřadnic a nadmořské výšky meteorologických stanic v jednotlivých lokalitách.

	Inuvik	Mould Bay	Churchill	Kotzebue	Eureka	Rankin Inlet
geografické souřadnice (s. š.)	68°18'15"	76°14'	58°44'21"	66° 53'	79°59'	62°49'
geografické souřadnice (z. d.)	133°28'58"	119°20'	94°03'59"	162° 36'	85°56'	92°07'
nadmořská výška (m)	68,3	12,2	29,3	3	10,4	32,3

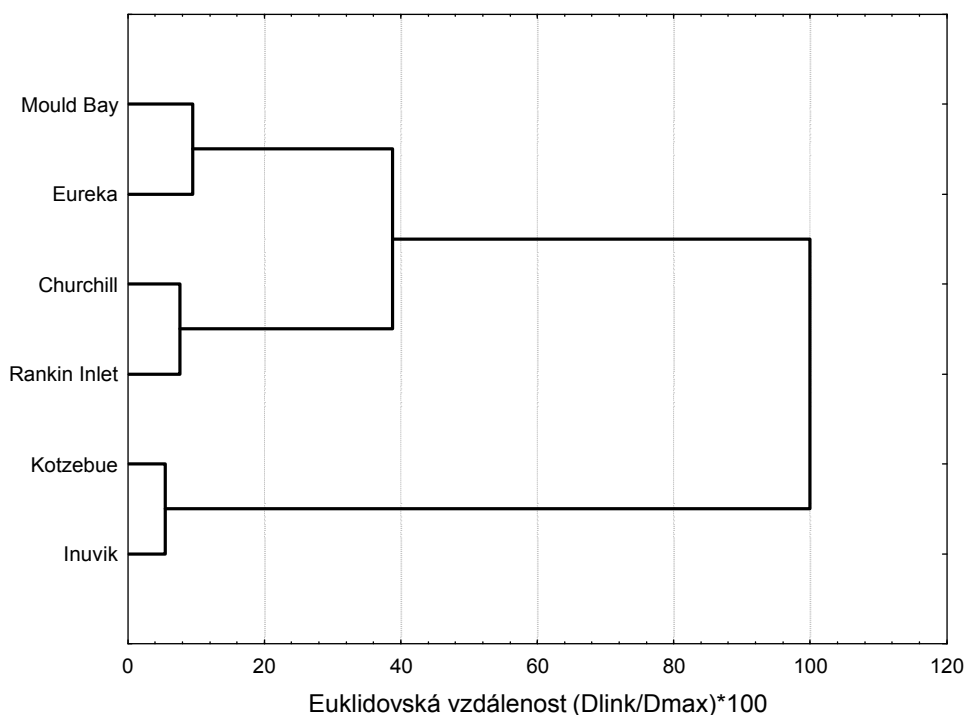
Vybrané lokality se nacházejí v Severoamerické Arktidě (Obr. 10) a jejich volba byla provedena s ohledem na zastoupení hlavních klimatických regionů Arktidy (na základě Köppenovy klasifikace podnebí), na morfologické výraznosti polygonálních sítí na leteckých snímcích a na přítomnosti meteorologických stanic u vhodných lokalit. Zvolené lokality charakterizují arktické kontinentální klima (Churchill, Hudsonův záliv (Hudson Bay); Rankin Inlet, region Keewatin), arktické marinní klima (Kotzebue, Aljaška; Inuvik, delta řeky Mackenzie) a klima vysoké Arktidy (Mould Bay, ostrov prince Patrick (Prince Patrick Island); Eureka, Ellesmerův ostrov (Ellesmere Island)).



Obr. 10: Lokalizace zájmových území v rámci Severoamerické Arktidy (GoogleEarth, 2011) a základní klimatická data (MAAT= průměrná roční teplota vzduchu; MWT= průměrná teplota vzduchu v období prosinec až březen; Sníh= vývoj výšky sněhové pokrývky v období prosinec až březen), (Environment Canada, 2011).

Příslušnost jednotlivých lokalit do těchto klimatických areálů určených na základě geografické polohy byl ověřen klusterovou analýzou (Obr. 11) provedenou na jejich klimatických datech (průměrná roční teplota vzduchu a únorová výška sněhové pokrývky). Klusterová analýza lokality rozdělila do totožných skupin.

Popsané území jsou charakteristické výskytem rozsáhlých areálů s vyvinutými polygonálními strukturami, přičemž zvolené lokality reprezentativně postihují severoamerickou Arktidu z pohledu klimatu a geologie. Výběr lokalit omezila dostupnost klimatických dat z meteorologických stanic, jejichž síť je v Arktidě poměrně řídká, ale přesto jsou polygonální sítě situovány do 70 km od jednotlivých meteorologických stanic.



Obr. 11: Rozdělení lokalit na základě průměrné roční teploty vzduchu a únorové výšky sněhové pokrývky (data Environment Canada, 2011).

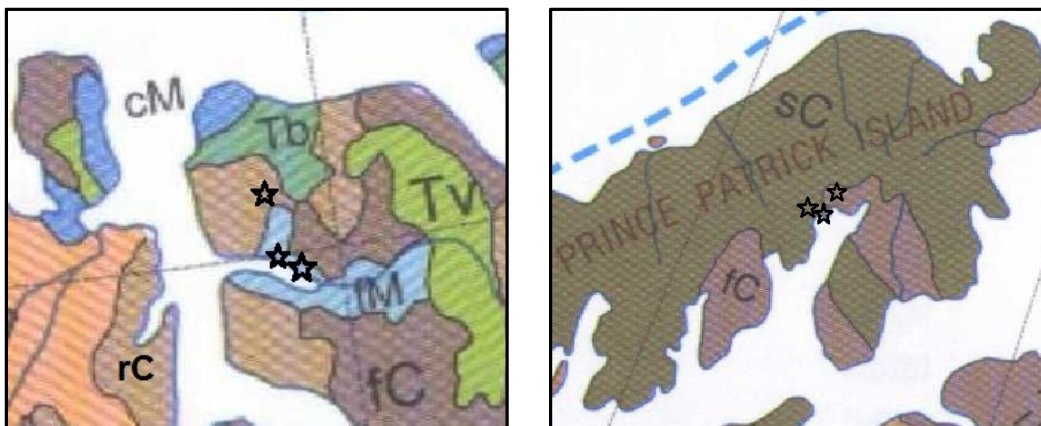
3. 2. Geologie

Eureka (Ellesmerův ostrov), Mould Bay (ostrov prince Patricka)

Vnější ostrovy Kanadského arktického archipelagu se řadí mezi horstva vyvrásněná kaledonskou horotvornou fází v paleozoiku. Dnešní zdenudované pozůstatky tohoto horského pásma se v této oblasti nazývají Innuitians (Bridges, 1990) a mají podobu jednotlivých vyzdvižených hrástí a příkopových propadlin zatopených mořem.

Ellesmerův ostrov (Ellesmere Island) se vyznačuje značnou členitostí zapříčiněnou intruzemi vulkanických hornin (Bridges, 1990), přičemž vrcholy jimi vytvořených elevací dosahují až 2500 m n. m. (vrchol Barbeau Peak: 2616 m n. m.). Lokalita Eureka leží na druhohorních sedimentech (The Atlas of Canada, 2003) překrytých pozdně pleistocenními a holocenními sedimenty glaciálního původu (Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic, 1983). Zkoumané polygonální se nachází na jílu, prachu a hrubozrnné koluviální drťi (Obr. 12).

Ostrov prince Patricka (Prince Patrick Island) náleží do ostrovní skupiny Parryho ostrovů (Parry Islands) a sedimentární pokryv tvoří koluviální kvartérní uloženiny (Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic, 1983) uložené na horninách kenozoického stáří (The Atlas of Canada, 2003). Zkoumané polygonální síť leží na jemnozrnných (jíl a prach) a hrubozrnných (písek a štěrk) svahovinách (Obr. 12).

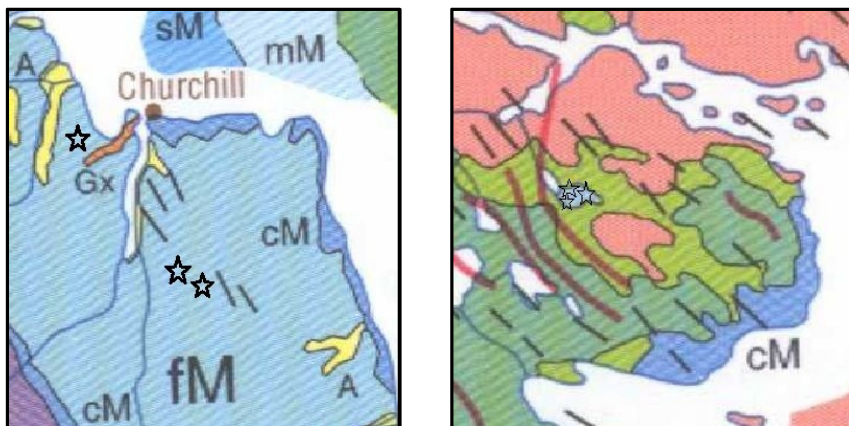


Obr. 12: Povrchová geologická mapa lokalit Eureka a Mould Bay se zvýrazněnou pozicí polygonálních sítí (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Legenda (sedimenty): fM – jemnozrnné (prach a jíl), rC – koluvialní drť, fC – svahoviny (jíl, prach a jemný písek), sC – koluvialní písek, Tb – till, cM – hrubozrnné (písek a šterky).

Churchill a Rankin Inlet (Hudsonův záliv)

Obě oblasti leží na prekambriickém fundamentu severoamerického kontinentu- tzv. Kanadský štít neboli *Canadian Shield* (in Bridges, 1990). Geologická formace kanadského štítu patří mezi geologicky nejstarší území světa s doloženým věkem 4,28 Ga horninové formace *Nuvvuagittuq greenstone belt* situované v provincii Québec (O’Neil et al., 2008). Hudsonův záliv (Hudson Bay), na jehož západní straně se nachází zájmové lokality Churchill a Rankin Inlet, je považován za prolomenou klenbu centrální části kanadského štítu tvořeného granitickými a krystalickými horninami (Bridges, 1990).

Sedimentární pokryv lokality Churchill se skládá z jílovitých a prachovitých částic uložených během transgrese Hudsonovova zálivu po ústupu kontinentálního ledovce (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Zkoumané polygonální sítě se nachází na jílu a prachu (Obr. 13). V případě oblasti Rankin Inlet dominují glacigenní uloženiny, speciálně till a hrubozrnné šterky a písky, ale poměrně časté jsou i povrchové výchozy metamorfovaných a intruzivních hornin (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Z tohoto důvodu se výskyt polygonálních sítí omezuje do zón bez skalních výchozů včetně zvolených lokalit v oblasti Rankin Inlet, jež se nachází na jemnozrnných jílovitých uloženinách (Obr. 13).



Obr. 13: Povrchová geologická mapa lokalit Churchill a Rankin Inlet a pozice polygonálních sítí (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Legenda (sedimenty): fm - jemnozrnné (prach a jíl), cm – hrubozrnné (písek a štěrky), Gx – písek, štěrky a diamiktit, A – aluviální, Tb – till, sM – mořský písek a štěrky, mM – mořské bahno (jíl, prach).

Inuvik (delta řeky Mackenzie)

Okolí osady Inuvik v deltě řeky Mackenzie přísluší k Arktickému kontinentálnímu šelfu ležícímu na fundamentu tvořeném prekambriickými horninami (Bridges, 1990). Druhohorní a třetihorní sedimenty (Beaufortova formace) překrývají v deltě řeky Mackenzie holocenní marinní a lakustriní uloženiny. Širší okolí delty pokrývají kvartérní glacienní sedimenty (The Atlas of Canada, 2003) často ve formě výplavových štěrků a písků (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Zkoumané polygonální sítě se nachází na tillu, písku a štěrku (Obr. 14).

Kotzebue (Beringův průliv, Aljaška)

Horninové podloží prvohorního stáří (devon) se skládá ze sedimentárních a metamorfovaných hornin (vápenec, dolomit, pískovec, fylit, břidlice). Sedimentární pokryv tvoří glaciálu (illinoisý glaciál) a v příbřežní zóně holocenní marinní písky a štěrky (National Park Service, 2005). Zkoumané polygonální sítě se nachází na písčitoštěrkových sedimentech (Aitken, 1965).



Obr. 14: Povrchová geologická mapa lokalit Inuvik (Matériaux superficiels du Canada, 1995) a Kotzebue (Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic, 1983) a pozice polygonálních sítí. Legenda (sedimenty): Gx - písek, štěrky a diamiktit, A – aluviální, sL – lakustriní písek, 2l – ledovcové, 1g – mořské, 7a – aluviální (holocenní), 1a – aluviální (pleistocenní), 1f – koluviální.

3. 3. Geomorfologie

Klimatické podmínky zájmových území (dlouhodobě záporná teplota vzduchu a celoročně minimální výška sněhové pokrývky) se odrážejí v rozvoji širokého spektra periglaciálních tvarů a permafrostu. Polygony ledových klínů jsou velmi časté především v rovinatých oblastech, ale vyskytují se i v okolních vrchovinách. Mezi další typické periglaciální tvary, které se zde nalézají, patří různé formy strukturních půd, asymetrická údolí a řada akumulacních tvarů vzniklých svahovými procesy, obzvláště jako důsledek kryosoliflukčních proudů (French, 2007).

Kromě periglaciálních tvarů se ve zkoumaných oblastech vyskytují četné tvary glaciálního původu (především morény a sníženiny vyplněné vodou vzniklé po roztátí mrtvého ledu) vytvořené recentními a pleistocenními ledovci.

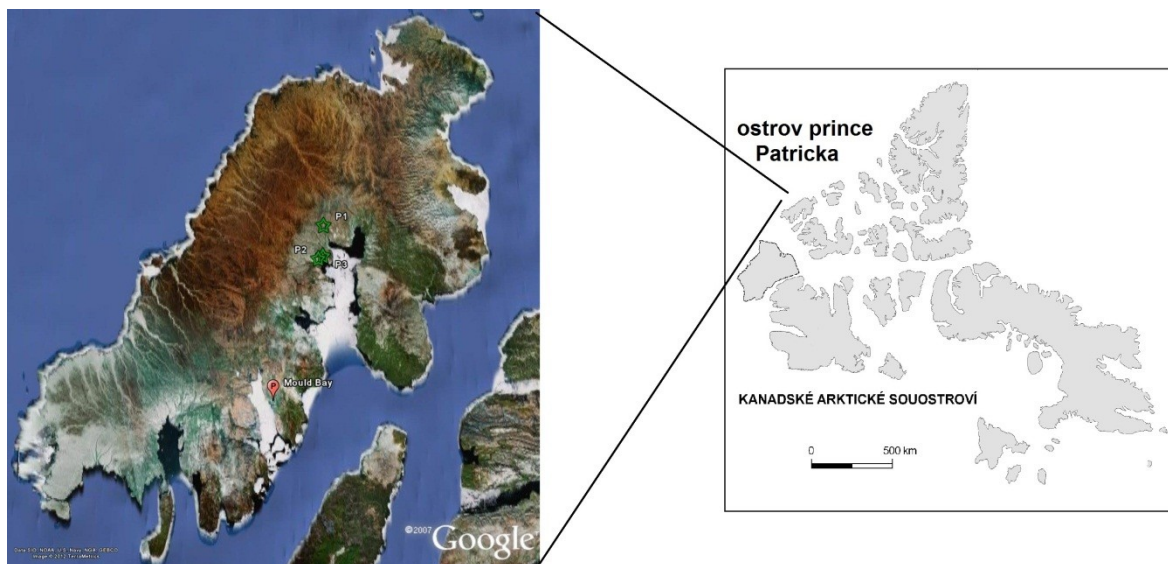
Studované polygonální sítě se nacházejí v poměrně nízkém reliéfu (do 150 m n. m.) a z pohledu relativní výškové členitosti se jedná většinou o roviny a pahorkatiny. Ledové klíny se váží nejčastěji na pozice o nízkém sklonu (French, 2007), což se odráží v jejich všesměrné expozici.

Mould Bay (ostrov prince Patrick), Eureka (Ellesmerův ostrov)

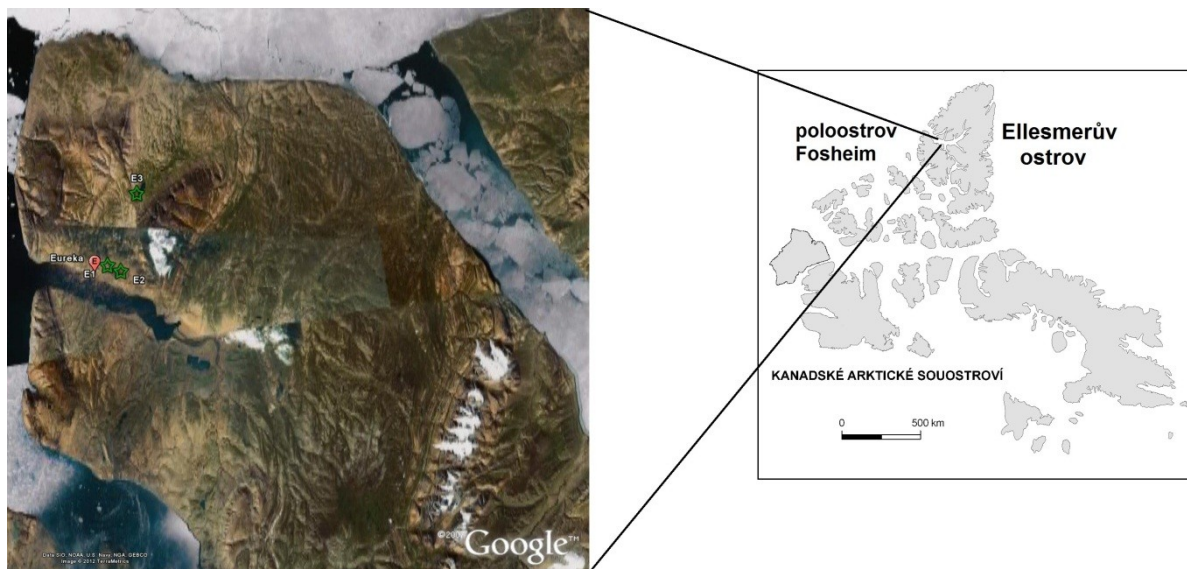
Oba dva ostrovy se řadí ke geomorfologické jednotce Inuitian, přičemž zájmová oblast ostrova prince Patrick (Prince Patrick Island) leží v jeho severní části a má nížinný charakter. V případě Ellesmerova ostrova (Ellesmere Island) se tato práce zabývá jeho centrální částí, jenž má podobu pahorkatiny (Atlas of Canada, 2006). Mocnost permafrostu se pohybuje od 483 m na ostrově prince Patrick, po 602 m na Ellesmerově ostrově a mocnost činné vrstvy dosahuje pouze několika desítek cm (Natural Resources Canada, 1995b).

Studované polygonální sítě v oblasti Mould Bay (Obr. 15) a Eureka (Obr. 16) dosahují těchto nadmořských výšek a nacházejí se na těchto tvarech (GoogleEarth, 2011):

- P1 (76°50'39.63" s. š., 118°21'19.86" z. d.)→86 m n. m., plošina
- P2 (76°43'43.19" s. š., 118°29'0.08" z. d.)→8 m n. m., mořská terasa
- P3 (76°44'13.32" s. š., 118°24'25.78" z. d.)→17 m n. m., mořská terasa
- E1 (80°0'23.19" s. š., 85°50'1.89" z. d.)→95 m n. m., bajada
- E2 (79°59'55.69" s. š., 85°43'31.56" z. d.)→17 m n. m., mořská terasa
- E3 (80° 6'30.02" s. š., 85°36'53.23" z. d.)→140 m n. m., jezerní terasa



Obr. 15: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Mould Bay na ostrově prince Patricka (GoogleEarth, 2011).



Obr. 16: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Eureka na poloostrově Fosheim, Ellesmerův ostrov (GoogleEarth, 2011).

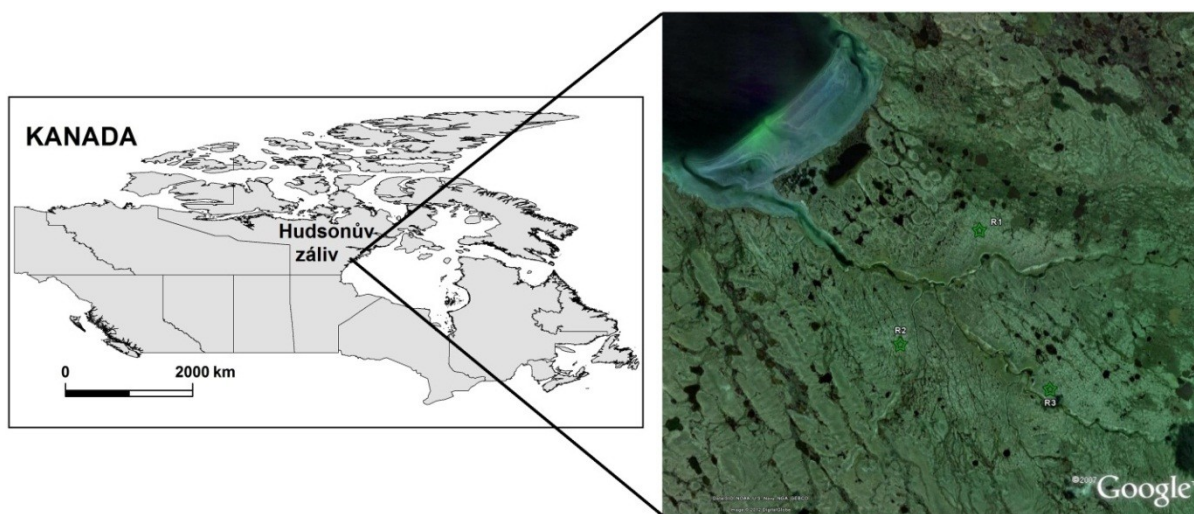
Zbytky Laurentinského ledovcového štítu se ještě dnes nalézají na Ellesmerově ostrově (Ellesmere Island) v podobě horských ledovcových čapek (The Atlas of Canada, 2003). V okolí Eureka došlo po ústupu zalednění k mořské transgresi, jenž tak umožňuje určit maximální stáří polygonálních sítí (5-10 ka kal. BP) v závislosti na jejich nadmořské výšce (viz. kapitola 4. 1. *Datové zdroje*). Naopak ostrov prince Patricka (Prince Patrick Island) se nalézal na okraji kontinentálního zalednění, ale i zde došlo k mořské transgresi, která také umožňuje vypočítat maximální stáří polygonálních sítí (16-8 ka kal. BP).

Churchill a Rankin Inlet (Hudsonův záliv)

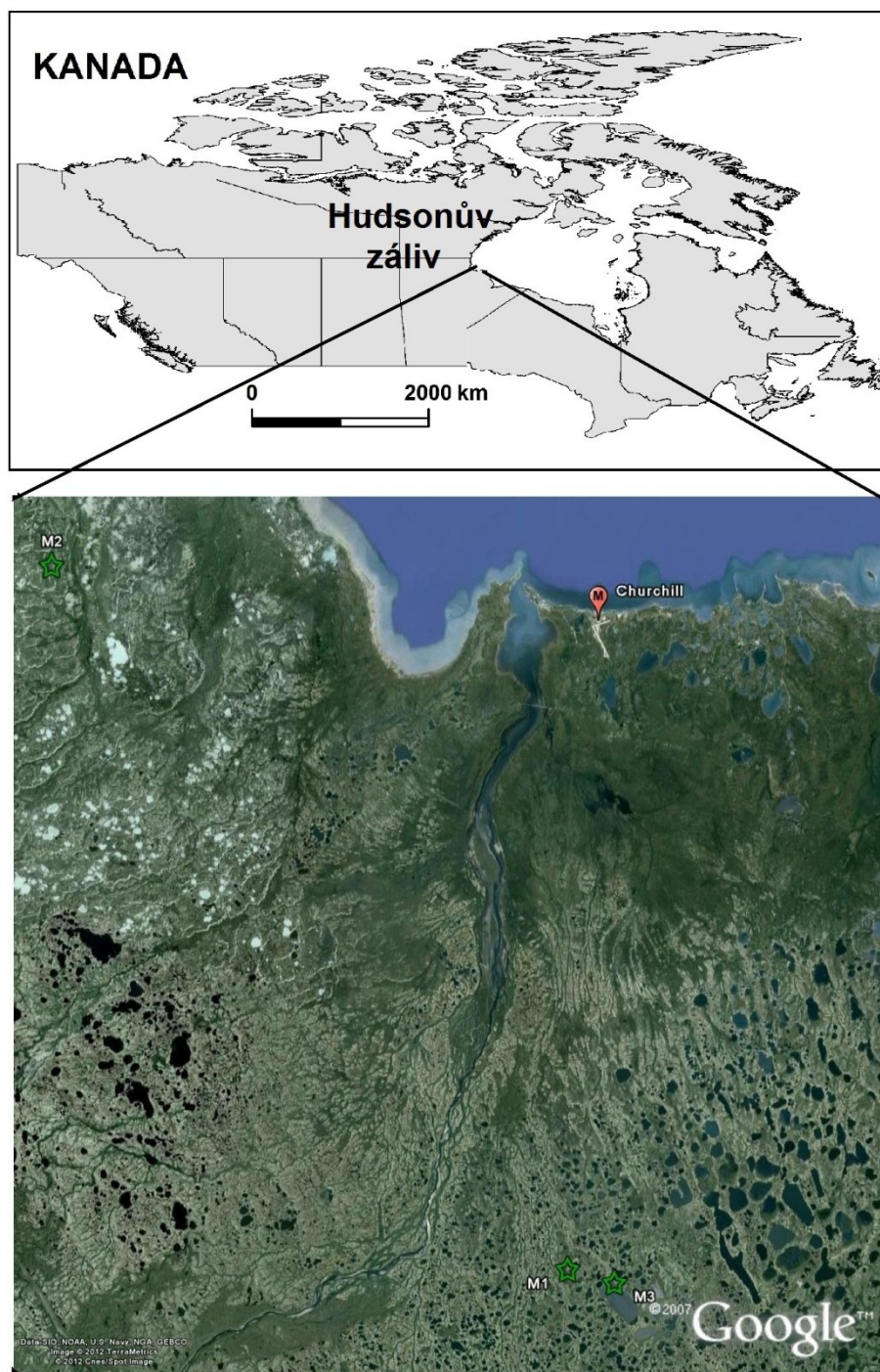
Obě lokality se vyznačují poměrně plochým reliéfem, přičemž Churchill je situovaný na příbřežní nížině, která se pozvolně snižuje k Hudsonovu zálivu. Rankin Inlet se nalézá v pahorkatinné oblasti (Atlas of Canada, 2006). Během posledního glaciálu bylo západní pobřeží zálivu Hudsonova zálivu kompletně zaledněno a centrum ledovcové štítu Keewatin se nacházelo právě v této oblasti (Atlas of Canada, 2003). Z tohoto důvodu se zde nalézá řada glaciálních a glaciofluviálních tvarů. Mezi nejrozšířenější patří eskery, kamy a především jezera vytvořená po roztátí mrtvého ledu (Dredge, 1992). Na recentním utváření krajiny mají největší podíl periglaciální procesy vlivem ideálních klimatických podmínek a vysokého zamokření krajiny. Mocnost permafrostu se pohybuje okolo 80 m v Churchillu a přes 400 m v Rankin Inlet (Natural Resources Canada, 1995b).

Po ústupu ledovcového štítu byla celá oblast postížena mořskou transgresí, ale později také intenzivním postglaciálním výzdvihem (Dredge, 1992). Polygonální síť (Obr. 17, Obr. 18) se nacházejí v lokalitě Rankin Inlet na aluviální plošině a v lokalitě Churchill na holocenních mořských terasách (Dredge, 1992) (GoogleEarth, 2011). Nadmořské výšky (GoogleEarth, 2011) těchto sítí dovolují determinovat maximální stáří ledových klínů, které se pohybuje mezi 3-5 ka kal. BP (viz. kapitola 4. 1. *Datové zdroje*):

- R1 (63°18'43.47" s. š., 92° 7'29.54" z. d.)→24 m n. m., aluviální plošina
- R2 (63°17'48.63" s. š., 92° 8'54.47" z. d.)→27 m n. m., aluviální plošina
- R3 (63°17'26.96" s. š., 92° 6'13.99" z. d.)→30 m n. m., aluviální plošina
- M1 (58° 9'43.31" s. š., 94° 7'55.15" z. d.)→56 m n. m., holocenní mořská terasa
- M2 (58°48'16.57" s. š., 95° 2'31.70" z. d.)→41 m n. m., holocenní mořská terasa
- M3 (58° 8'58.49" s. š., 94° 2'59.14" z. d.)→57 m n. m., holocenní mořská terasa



Obr. 17: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Rankin Inlet v severozápadní části Hudsonova zálivu (GoogleEarth, 2011).



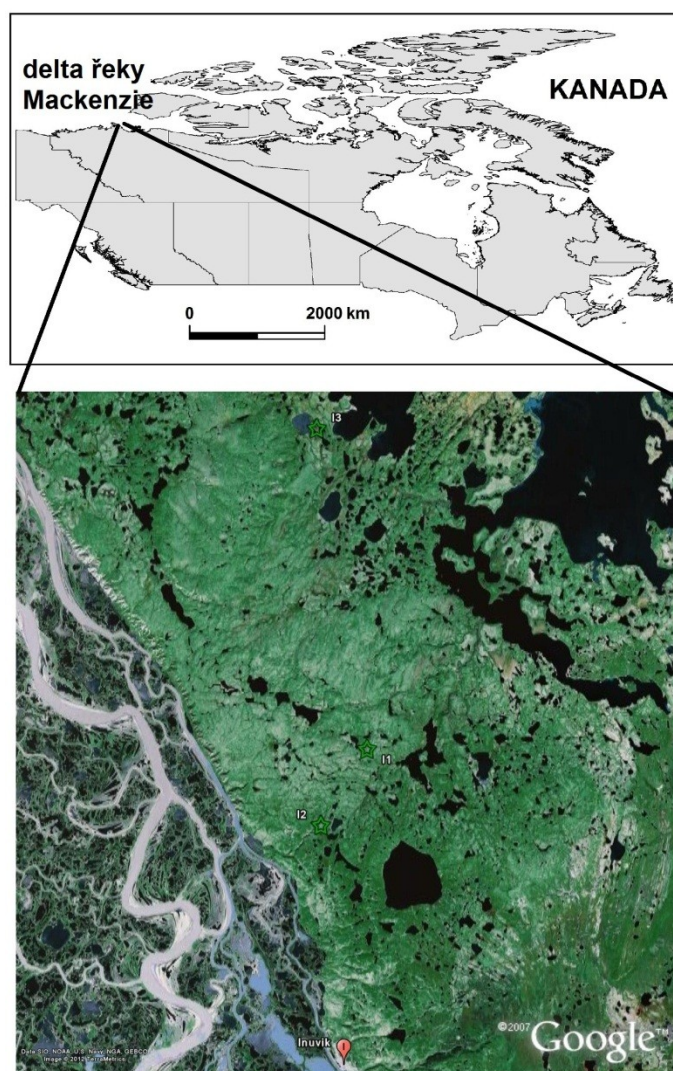
Obr. 18: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Churchill v jihozápadní části Hudsonova zálivu (GoogleEarth, 2011).

Inuvik (delta řeky Mackenzie)

Delta řeky Mackenzie, v níž se nalézá Inuvik, patří k jednotce Arctic Lowlands. Značně zamokřený povrch a nízká teplota vzduchu umožňují existenci řady periglaciálních tvarů. Jedná se zejména o pinga (nejvíce rozšířené v chráněné oblasti Pingo Canadian Landmark) a o rozsáhlé polygonální sítě ledových klínů. Kromě periglaciálních geomorfologických procesů výrazně utvářejí podobu krajiny i procesy marinní a fluvialní (sedimentace v deltě

řeky Mackenzie). Značný vliv mají obzvláště marinní procesy (mořská transgrese) důsledkem poklesové tendence této oblasti (Taylor et al., 1996). Povrch oblasti je převážně rovinatý s ojedinělými vyvýšeninami glaciálního původu. Zkoumané polygonální sítě (Obr. 19) leží na náhorní plošině mimo hlavní deltovou oblast, a proto je jejich nadmořská výška relativně vysoká ve srovnání s okolní oblastí (GoogleEarth, 2011):

- I1 ($68^{\circ}38'34.97''$ s. š., $133^{\circ}40'26.38''$ z. d.) → 86 m n. m.
- I2 ($68^{\circ}34'28.71''$ s. š., $133^{\circ}47'11.17''$ z. d.) → 92 m n. m.
- I3 ($68^{\circ}55'49.16''$ s. š., $133^{\circ}47'53.96''$ z. d.) → 38 m n. m.



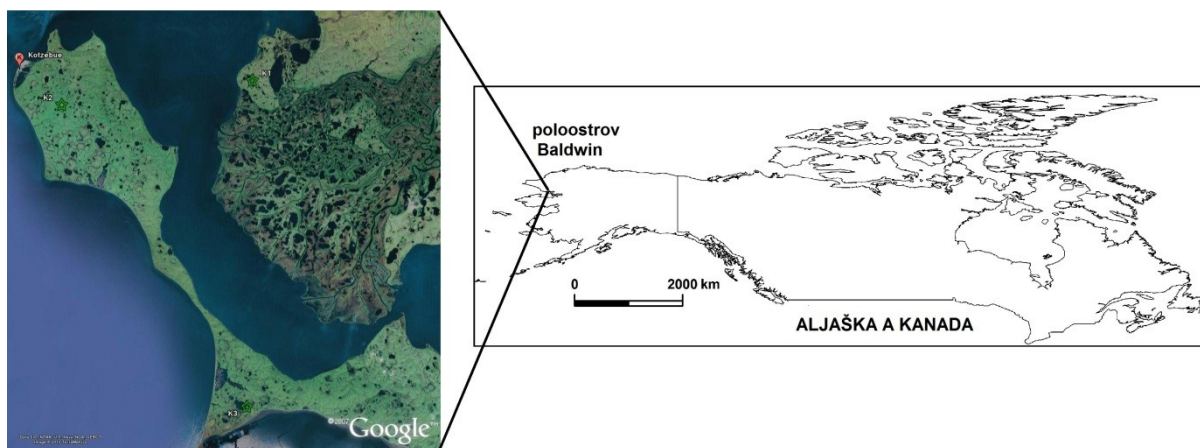
Obr. 19: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Inuvik v deltě řeky Mackenzie (GoogleEarth, 2011).

Daná oblast během posledního glaciálu ležela na okraji Laurentinského ledovcového štítu, jenž v této oblasti ustoupil před 13 000 lety (The Atlas of Canada, 2003). Stáří ledových klínů, v podloží zkoumaných polygonů, tedy dosahuje maximálně 13 000 let. Zájmové území spadá do oblasti souvislého permafrostu, který zde dosahuje mocnosti přes 340 m (Natural Resources Canada, 1995b).

Kotzebue (Beringův průliv, Aljaška)

Kotzebue náleží k jednotce Subarctic Coastal Plain rozkládající se na západním pobřeží Aljašky, která má podobu příbřežní roviny ovlivňované zejména marinní činností (sedimentace a eroze). Region se nalézá v blízkosti jižní hranice souvislého permafrostu, jehož mocnost zde kolísá od 40 m na pobřeží po stovky metrů ve vnitrozemí (National Park Service, 2005). Zkoumané polygonální sítě se nacházejí v blízkosti zálivu Kotzebue Sound (Obr. 20) a jejich nadmořská výška je nízká (GoogleEarth, 2011). Geomorfologicky leží tyto sítě na baru (písčité nebo štěrkový val paralelní s pobřežím), jenž ale prošel složitým vývojem a kromě mořských sedimentů obsahuje i ledovcové uloženiny (McCulloch et al., 1965):

- K1 (66°52'43.23" s. š., 161°44'7.53" z. d.)→14 m n. m.
- K2 (66°50'26.28" s. š., 162°26'36.11" z. d.)→21 m n. m.
- K3 (66°24'9.37" s. š., 161°45'12.01" z. d.)→12 m n. m.



Obr. 20: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Kotzebue na poloostrově Baldwin, Aljaška (GoogleEarth, 2011).

Oblast Kotzebue nebyla během posledního glaciálu zaledněna, a proto je intenzita glacio-isostatických pohybů minimální. Z tohoto důvodu nelze k určení maximálního stáří ledových klínů využít znalostí o průběhu mořské regrese. K definování maximálního stáří ledových klínů bylo v tomto případě použito předchozího výzkumu (Hopkins, 1972), který zjistil roztátí ledových klínů v této oblasti (poloostrov Seward Peninsula) během holocenního klimatického optima (11,6-6,5 kal. ka BP).

3. 4. Podnebí**Mould Bay (ostrov prince Patrick), Eureka (Ellesmerův ostrov)**

Podle Köppenovy klasifikace patří ostrov prince Patrick (Prince Patrick Island) a Ellesmerův ostrov (Ellesmere Island) do klimatického typu ET (pás polárního klimatu). Podnebí se vyznačuje celoročně extrémně nízkými teplotami vzduchu (roční průměr -17,5 °C respektive

-19,7 °C) (Tab. 4), ariditou (výška srážek do 110 mm/rok), vysokou oblačností (maximum v létě - pokrytí oblohy 70-90 %) a silným větrem.

Tab. 4: Meteorologické stanice, jejichž data za období 1971-2000 využívá tato práce a vzdálenost analyzovaných polygonálních sítí od těchto stanic (Environment Canada, 2010). Počet cyklon za měsíc v zimě: průměrný počet průchodů cyklon během zimního období v letech 1970-1999 (Serreze a Barry, 2005).

Jméno meteorologické stanice	Eureka	Mould Bay	Churchill	Rankin Inlet	Inuvik	Kotzebue
Kód meteorologické stanic	2401200	2502700	5060600	2303401	2202570	505076
Vzdálenost polygonálních sítí (km)	3; 4; 15	58; 60; 71	56; 66; 67	53; 54; 56	24; 32; 64	9; 38; 66
Počet cyklon za měsíc v zimě	2	2,25	2	2,5	1,25	1,25
Průměrná teplota v prosinci	-34,7	-30,8	-22,8	-26,7	-25,7	-17,9
Průměrná teplota v lednu	-37,1	-33,1	-26,7	-31,9	-27,6	-19,2
Průměrná teplota v únoru	-38,4	-34	-24,6	-30,1	-26,9	-19,7
Průměrná teplota v březnu	-37,4	-31,9	-19,5	-25,2	-23,2	-17,9

Klimatická data byla pořízena v období 1971-2000 na meteorologické stanici Mould Bay (12 m n. m.) a Eureka (10,4 m n. m.) situovaných ve stejnojmenných osadách (Tab. 4). Klima se vyznačuje velkými sezónními rozdíly teploty vzduchu a naopak minimálními denními rozdíly. Letní období charakterizuje, přes vysokou ariditu, vysoká nasycenost půdy vodou (činné vrstvy) vlivem neprostupnosti permafrostu a nízkého výparu.

V lokalitě Eureka v zimě převládá východní proudění vzduchu a naopak na ostrově prince Patricka (Prince Patrick Island) dominuje severozápadní směr větru. Výška sněhové pokrývky se v obou lokalitách průměrně pohybuje od 13 cm v prosinci po 23 cm v březnu a z tohoto důvodu je její vliv (jako faktoru omezujícího mrazové pukání permafrostu) zanedbatelný (Tab. 5). Primárním činitelem působícím na podobu polygonů ledových klínů prostřednictvím mrazového pukání je ve vysoké Arktidě extrémně nízká zimní teplota vzduchu, která na obou zkoumaných Kanadských arktických ostrovech klesá v období od prosince do března pod -30 °C (Obr. 10), (Environment Canada, 2011). Takto nízkou teplotu vzduchu v zimě zapříčiňuje stacionární tlaková výše situovaná nad Arktidou, jenž umožňuje intenzivní radiativní vyzařování povrchu a odraz slunečního záření od povrchu s vysokým albedem (sníh a led).

Tab. 5: Srovnání limitních klimatických hodnot nutných pro iniciaci mrazového pukání a existenci recentních ledových klínů s klimatickými normály 1971-2000 ve zkoumaných lokalitách (Environment Canada, 2011; Alaska Research Climate Centre, 2010), teplota permafrostu (Geological Survey of Canada, 2007; Aitken, 1965) a mocnost permafrostu (Natural Resources Canada, 1995b; National Park Service, 2005).

Parametr	Literatura	Eureka	Mould Bay	Rankin Inlet	Churchill	Inuvik	Kotzebue
Průměrná roční teplota vzduchu [°C]	<-6°C (Christiansen, 2005)	-19,7	-17,5	-11	-6,9	-8,8	-5,7
Teplota vzduchu v době mrazového pukání [°C]	-25 až -43°C (Allard a Kasper, 1998)	-41,9 (únor)	-37,8 (únor)	-35,5 (leden)	-30,7 (leden)	-31,9 (leden)	-23,3 (únor)
Roční výška srážek [mm]	50 až 500 mm (Karte a Liedtke, 1981)	75	111	297	431	248	431
Mocnost sněhové pokrývky [cm]	<60 cm (Mackay, 1992)	13-17	19-23	23-36	27-37	39-57	18-64
Mocnost permafrostu [m]	souvislý perm. (Mackay, 1992)	602	483	<400	80	347	40-73
Průměrná roční teplota svrchní vrstvy permafrostu [°C]		-15	-14,3	-6,7	-1,6	-3,3	-1,6
Převládající směr větru v zimě		V	SZ	SZ	Z	V	V

Churchill a Rankin Inlet (Hudsonův záliv)

Köppenova klasifikace řadí tato dvě území do oblasti Dfd, tedy do subarktického (boreálního) klimatického pásma. Výrazně se zde projevuje především kontinentalita podnebí, kdy se roční výška srážek pohybuje od 297 mm (Rankin Inlet) po 431 mm (Churchill). Výška sněhové pokrývky průměrně dosahuje 23 cm v prosinci a až 37 cm v březnu (Environment Canada, 2010). V obou lokalitách převládá v zimním období severozápadní až západní proudění vzduchu, přičemž průměrné rychlosti větru v zimním období přesahují 20 km/h. Typickými jsou pro tuto klimatickou oblast celoročně nízké teploty vzduchu dosahující v ročním průměru -11 °C v Rankin Inlet a -6,9 °C v Churchill a v průměru za období prosinec až březen -28,5 °C respektive -23,4 °C. Data byla naměřena v období 1971-2000 na meteorologických stanicích Churchill (29,3 m n. m.) a Rankin Inlet (32,3 m n. m.).

Kotzebue (Beringův průliv, Aljaška), Inuvik (delta řeky Mackenzie)

Přestože Köppenova klasifikace klimatu zařazuje lokality Kotzebue a Inuvik do oblasti Dfd, oproti předchozím dvěma oblastem nabývá na významu marinní poloha. Rozdíl v poloze vůči zdrojům oceánického vzduchu se projevuje především v zimním období, kdy výška sněhové pokrývky nabývá na konci března až 60 cm. Kratší doba zámruzu oceánu v této oblasti oproti

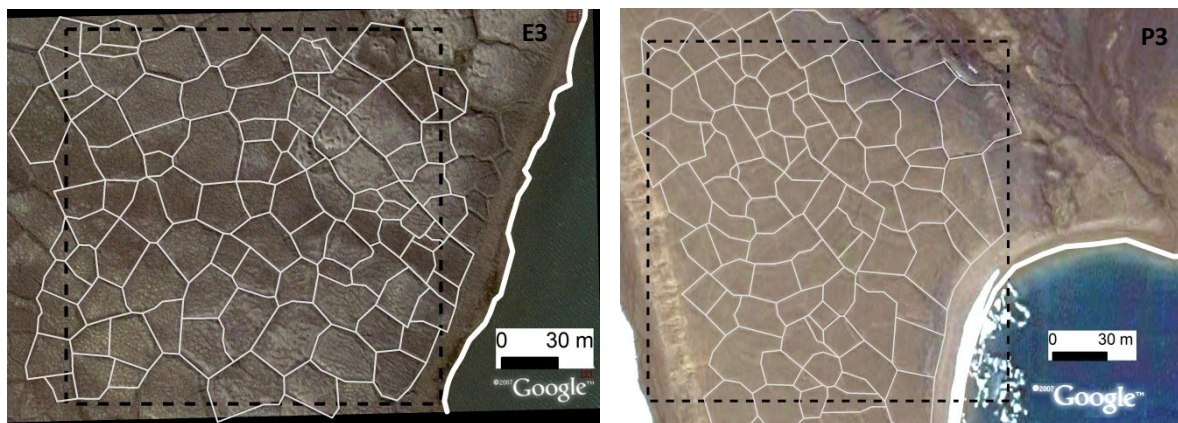
Hudsonovu zálivu ovlivňuje výšku sněhové pokrývky, jelikož nezamrzlá plocha se stává potenciálním zdrojem sněhových srážek. Oproti tomu celoroční výška srážek je nižší důsledkem letního posunu polární fronty k jihu: Kotzebue 255 mm a Inuvik 248 mm. Roční průměrná teplota vzduchu se blíží limitní hodnotě $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ aktivního mrazového pukání permafrostu (Kotzebue: $-5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$; Inuvik: $-8,8\text{ }^{\circ}\text{C}$). Data byla pořízena v období 1971-2000 na meteorologických stanicích Inuvik (68,3 m n. m.) a Kotzebue (3 m n. m.) (Tab. 4).

3. 5. Vodstvo

Vodstvo v zájmových územích výrazně ovlivňuje poloha v souvislé zóně permafrostu a vzhledem k tomu se vyznačuje specifickými hydrologickými poměry odlišnými od oblastí bez permafrostu. Řeky i jezera v zimním období zamrzají (včetně řeky Mackenzie) a tekoucí voda se objevuje pouze v letním období (květen až srpen), kdy vodní toky vystupují z koryt. Řeky mají nivální režim s maximem odtoku od května do července, kdy odtéká až 3/4 ročního odtoku (Serreze a Barry, 2005). Na povrchu taktéž dochází k akumulaci vody, jejímuž vsaku zabraňuje vrstva permafrostu. Průběh vodních ploch vůči studovaným polygonálním sítím, které se nachází v jejich bezprostřední blízkosti, dokumentují přiložené mapy (Obr. 21, Obr. 22, Obr. 23).

Mould Bay (ostrov prince Patrick), Eureka (Ellesmerův ostrov)

Vodní toky obou arktických ostrovů odrážejí extrémní klimatické charakteristiky. Řeky mají intermitentní hydrologický režim a maximální průměrné průtoky nepřesahují $100\text{ m}^3/\text{s}$ (Environment Canada, 2010). Odtékající voda pochází z tajícího sněhu a výjimečně z dešťových srážek. Vzhledem k odlehlosti a extrémnosti klimatu neexistují pro Kanadské Arktické souostroví detailnější hydrologická data (Energy, Mines and Resources Canada, 1993). Existující říční síť je nevyvinutá a dendriticky uspořádaná (Energy, Mines and Resources Canada, 1993).



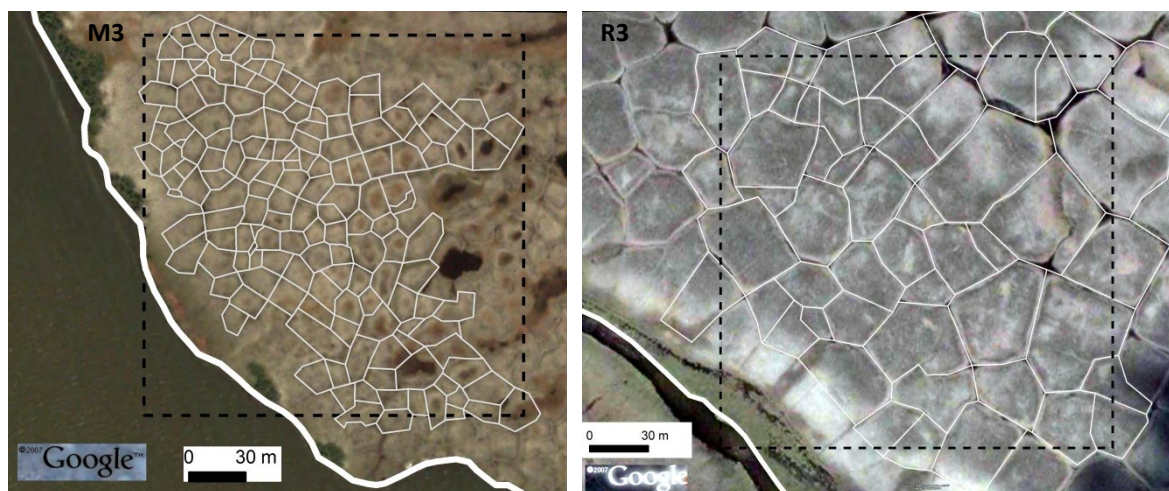
Obr. 21: Průběh břehové čáry vodních ploch vzhledem ke studovaným polygonálním sítím E3 (lokalita Eureka) a P3 (lokalita Mould Bay) (GoogleEarth, 2011).

Churchill a Rankin Inlet (Hudsonův záliv)

Říční síť je odvodňována do Hudsonova zálivu (Hudson Bay), přičemž důsledkem rychlého glacioisostatického výzdvihu území vtéká většina toků do Hudsonova zálivu ve formě estuárií (např. úžina Rankin Inlet v západní části zálivu). Průměrný maximální roční průtok řek se pohybuje v rozmezí 50-100 m³/s pro oblast Churchill a 100-200 m³/s pro Rankin Inlet (Energy, Mines and Resources Canada, 1993).

Mezi hlavní toky první oblasti patří řeky Seal River a Churchill River (průměrný průtok 1200 m³/s). Významným tokem je především řeka Churchill, jejíž současná údolní síť se vyvinula až po ústupu posledního zalednění a z části zabírá kanál vytvořený odtékající vodou z proglaciálního jezera Agassiz (Dredge, 1992). Řeka Churchill má listové uspořádání říční sítě, ale říční síť oblasti jako celku je paralelně uspořádaná (Energy, Mines and Resources Canada, 1993).

V oblasti Rankin Inlet dominují řeky Thelon River (840 m³/s) a Kazan River (540 m³/s), jejichž říční síť charakterizuje paralelní uspořádání (Energy, Mines and Resources Canada, 1993). Plochý reliéf v lokalitě Churchill zapříčiňuje špatné odvodňování této oblasti, které se promítá ve výskytu mnoha jezer a depresí vyplněných vodou, jež během letního období pokrývají přes 50 % plochy oblasti (Dredge, 1992).

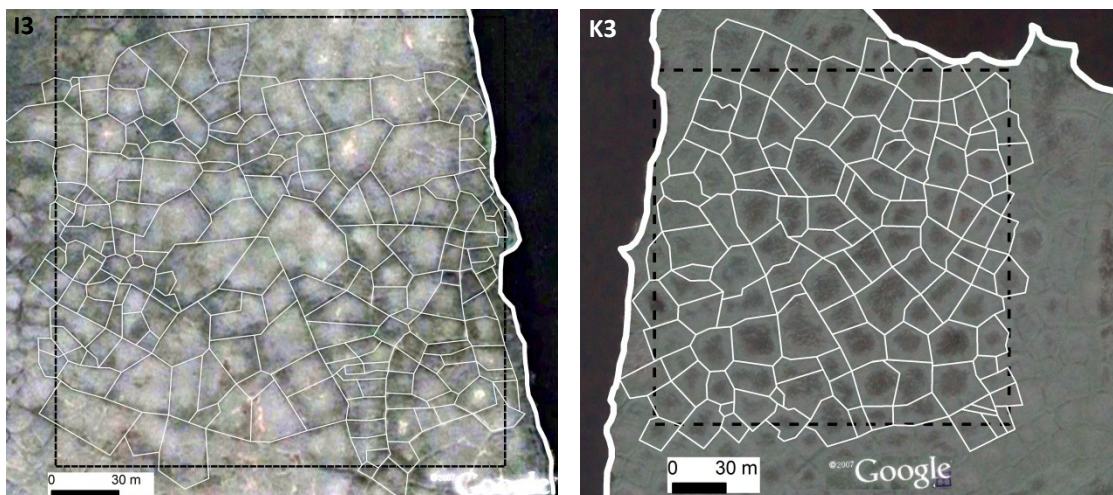


Obr. 22: Průběh břehové čáry vodních ploch vzhledem ke studovaným polygonálním sítím M3 (lokalita Churchill) a R3 (lokalita Rankin Inlet) (GoogleEarth, 2011).

Inuvik (delta řeky Mackenzie)

Říční síť náleží do povodí Severního ledového oceánu, přičemž řeky zaústějí na severu do Beaufortova moře. Průměrné maximální průtoky řek se pohybují v rozmezí 50 až 200 m³/s (Energy, Mines and Resources Canada, 1993). Dominantním vodním tokem je řeka Mackenzie (nejvodnější tok severoamerické Arktidy) s průměrným průtokem v ústí přesahujícím 8500 m³/s (Environment Canada, 2010) a listovitou říční sítí (Energy, Mines and

Resources Canada, 1993). Řeka Mackenzie se v oblasti Inuviku dělí na řadu ramen a vytváří deltu ústící do Beaufortova moře. Následkem poklesu území zde dochází k transgresi oceánu rychlostí 1 m/1000 let (Taylor et al., 1996), což ale nepostihuje zkoumané polygonální sítě vzhledem k jejich nadmořské výšce 38 m n. m. a vyšší. Plochý reliéf a výskyt souvislého permafrostu mají vliv na špatné odvodňování této oblasti.



Obr. 23: Průběh břehové čáry vodních ploch vzhledem ke studovaným polygonálním sítím I3 (lokalita Inuvik) a K3 (lokalita Kotzebue) (GoogleEarth, 2011).

Kotzebue (Beringův průliv, Aljaška)

Povodí vodních toků v této oblasti náleží prostřednictvím Beringova průlivu do úmoří Tichého oceánu. Oblast se vyznačuje vysokým počtem termokrasových jezer, zálivů a lagun (National Park Service, 2005). Mezi největší řeky oblasti náleží Noatak River a Kobuk River s průměrným průtokem 283 m³/s (USGS), které mají nesouměrné uspořádání říční sítě (GoogleEarth, 2011).

3. 6. Půdy

Podle kanadské půdní klasifikace - Canadian System of Soil Classification (Agriculture and Agri-Food Canada, 1998) patří arktické půdy mezi kryoregosoly ("cryic regosol") (The Atlas of Canada, 2004) a vyznačují se tím, že jsou situovány na permafrostu. Naopak v americké klasifikaci se označují za kryosoly a řadí se do skupiny *Gelisolů* (US Soil Taxonomy). Pro označení subtypů kryosolů nebyly nalezeny ekvivalentní české termíny, a proto jsou pro jednotlivé lokality udány termíny podle kanadské půdní klasifikace.

Tyto půdy jsou většinou slabě vyvinuté a zadržují velké množství uhlíku (v činné i nečinné vrstvě permafrostu). Morfologicky se vyznačují vysokým podílem půdního ledu a kryoturbačními horizonty, které vznikají působením kryoturbace v činné vrstvě permafrostu (Margesin, 2009). V kryosolech dochází vlivem nízkých teplot vzduchu ke zpomalení

aerobních biologických procesů a k nahromadění nerozložených organických látek. Zvýšená intenzita rozkladu by mohla způsobit uvolnění metanu a dalších skleníkových plynů do atmosféry (Schuur a Abbott, 2011).

Mould Bay (ostrov prince Patricka), Eureka (Ellesmerův ostrov)

Půdy v oblasti Mould Bay se vyvinuly na vápnitém substrátu a nesou hlavní znaky kryosolů, ale odlišují se úzkým tmavohnědým B horizontem s výraznými znaky kryoturbace. Naopak půdy Ellesmerova ostrova nedisponují B horizontem a na půdním pokryvu se usazují vrstvy minerálních látek (solných krust) (Kimble, 2004).

Rankin Inlet (Hudsonův záliv)

V širší oblasti meteorologické stanice Rankin Inlet převažují kryoturbací postižené kryosoly typu "turbic cryosols" vyvinuté na strukturních půdách granitů kanadského štítu nebo glaciálních sedimentech. Zájmové lokality se nacházejí na glacifluviálních sedimentech, což odlišuje tyto půdy od jejich nejbližšího okolí a to vyšším podílem jílovité a prachové frakce. Půdy kanadského štítu charakterizuje silná kyselost (pH 4,2 až 5), nízký obsah dusíku a výrazná kryoturbace půdních horizontů (Kimble, 2004).

Churchill a Inuvik (delta řeky Mackenzie)

Churchill a Inuvik se vyznačují kryosoly s vysokým podílem organické složky ("organic cryosols"), které jsou tvořeny zejména rašelinou. Mocnost půdního horizontu se v závislosti na poloze v reliéfu pohybuje od jednoho do několika metrů (Kimble, 2004) a váhově obsahuje více než 17 % uhlíku (Agriculture and Agri-Food Canada, 1998).

Kotzebue (Beringův průliv, Aljaška)

V oblasti severozápadní Aljašky z kryosolů převažují reduktomorfní oglejené kryosoly- "gleysolic turbic cryosols" (Kimble, 2004), které vznikají v redukčních podmínkách (Agriculture and Agri-Food Canada, 1998). Špatné odvodňování půdního pokryvu má navíc za následek pokrytí půd rašelinným horizontem o mocnosti 20-61 cm (National Park Service, 2005), ale v blízkosti pobřeží intenzivní akumule materiálu (písečné kosy, delty a pláže) blokuje rozvoj půd.

3. 7. Flora a fauna

Zájmové území patří do neoarktické oblasti a vzhledem k extrémně nízkým teplotám zde převládá tundra, která v exponovaných polohách a na ostrovech Kanadského arktického souostroví přechází v mrazové pustiny s omezenou flórou a faunou. Terestrickou flóru

zastupují zejména lišejníky (*Lichenes*), mechorosty (*Bryophyta*), houby (*Fungi*) a v tundrových oblastech vrba polární (*Salix arctica*) a další zakrslé křoviny (např. *Betula glandulosa*) (Porsild, 1955). Na dně jezer se vyskytují sinice (*Cyanobacteria*) (Gajewski et al., 2000). Fauna vázaná čistě na terestrické zdroje je chudá a má podobu nižších živočišných druhů. Naopak velkého rozšíření a počtů dosahují organismy vázané na mořské zdroje. Mořský fytoplankton (*Algae*) tvoří základ potravního řetězce. Mezi typické mořské živočichy této oblasti patří tuleň (*Phocidae*) a mrož (*Odobenidae*), ale mezi nejznámější se řadí medvěd lední (*Thalarctos maritimus*) (Votýpka a Janoušová, 1987).

4. Metody

4. 1. Datové zdroje

Klimatická data

Při studiu vybraných lokalit práce primárně využívá metod dálkového průzkumu Země, ale získaná morfometrická data doplňuje dalšími údaji. Klimatická data pocházejí převážně z volně dostupných zdrojů kanadských federálních agentur: klimatické normály 1971-2000 lokalit na území Kanady z Environment Canada (2011) a na Aljašce z Alaska Climate Research Centre (2010); mapy půdních teplot a mocnosti permafrostu ze zdrojů Geological Survey of Canada (2007).

Aktivitu mrazového pukání lze vázat na změny synoptických typů (Mackay a Burn, 2002; Christiansen, 2005; Fortier a Allard, 2005), čehož využívá tato práce k vyjádření frekvence mrazového pukání prostřednictvím cyklonální aktivity. Získaná data odpovídají počtu průchodů cyklon za měsíc během zimního období v letech 1970-1999 (Serreze a Barry, 2005).

Zrnitost

Zrnitost substrátu je odvozena z geologické mapy horninového pokryvu (Natural Resources Canada, 1995), jenž udává kvartérní sedimentární pokryv (Tab. 6). Přiřazení zrnitosti určitému substrátu bylo provedeno na základě stupnice zrnitosti používané v Severní Americe (Wentworth, 1922). V případě Aljašky pochází informace o typu substrátu přímo z publikovaných zdrojů (Aitken, 1965).

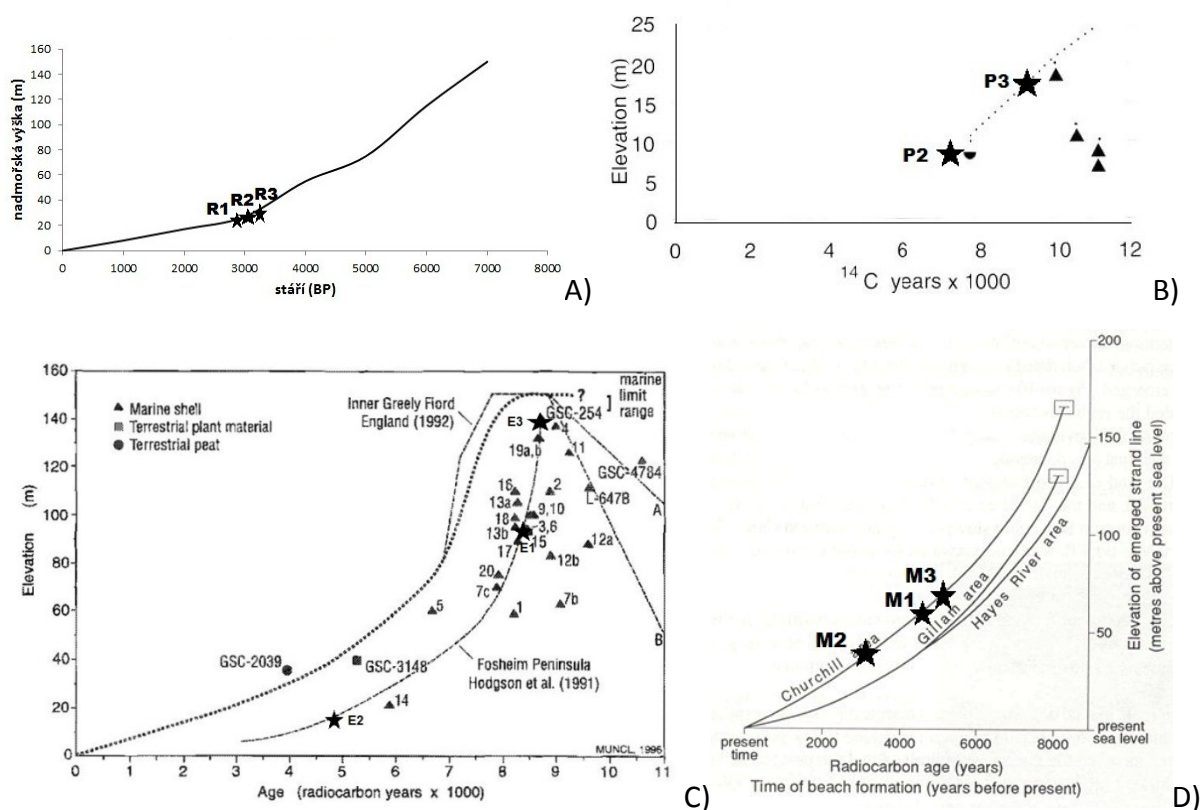
Tab. 6: Zrnitost substrátu vyskytujícího se ve zkoumaných lokalitách.

Horninový substrát	Zrnitost [převažující velikost frakcí v mm]	Zrnitost
prach a jíl	0.001 - 0.063	jemnozrnný
prach, jíl, jemnozrnný písek	0.063 - 0.25	jemnozrnný
písek a štěrk	0.063 – 10	hrubozrnný
písek, štěrk, štěrkopísek	0.063 – 50	hrubozrnný
till	0.001 – 256	till
štěrkopísek	1 – 19	hrubozrnný
hrubý štěrk	10 -256	hrubozrnný

Maximální stáří polygonálních sítí

Stáří polygonálních sítí bylo určeno na základě informací o mořské transgresi, která postihla studované oblasti. Pro oblasti postižené holocenní mořskou transgresí byla nadmořská výška mapovaných polygonálních sítí vynesena na křivky vyznačující výzdvih pobřeží (glacioisostatické křivky) získané z odborné literatury a maximální doba vývoje polygonální sítě odečtena z grafu (Obr. 24).

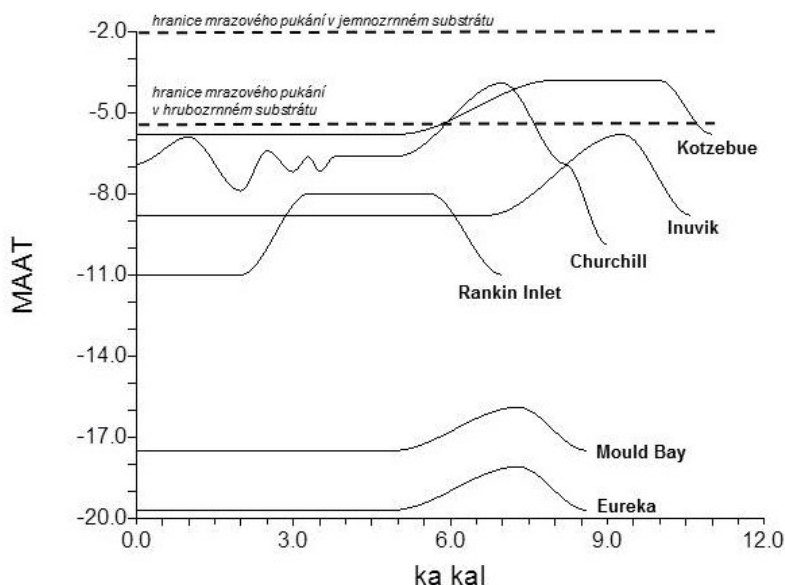
Lokality Inuvik a Kotzebue leží na okraji kontinentálního zalednění, a proto zůstaly nepostiženy mořskou transgresí nebo pouze malou intenzitou glacioisostatických změn. Z tohoto důvodu je v těchto dvou lokalitách maximální stáří polygonálních sítí určeno ústupem ledovce würrmského zalednění (např. The Atlas of Canada, 2003). Nadmořská výška polygonální sítě P1 (86 m n. m.) situované v lokalitě Mould Bay se vyskytuje nad nejvýše položenou mořskou terasu a i zde bylo maximální stáří odvozeno ústupem würrmského zalednění.



Obr. 24: Glacioisostatické křivky s vynesným maximálním stářím polygonálních sítí: A) Rankin Inlet (data dle Dyke, 1996) B) Mould Bay (Hodgson et al., 1994) C) Eureka (Bell, 1996) D) Churchill (Dredge, 1992).

Maximální stáří polygonálních sítí (odhadnuté na základě informací o mořské transgresi nebo ústupu ledovce würrmského zalednění) se může odlišovat od skutečného maximálního stáří polygonálních sítí vlivem potenciálního přerušení jejich vývoje během holocenního klimatického optima. Z tohoto důvodu tato práce taktéž rekonstruuje holocenní klimatický

vývoj v zájmových lokalitách na základě proxy dat (dendrochronologických, palynologických, atd.) publikovaných v odborné literatuře (Kaufman et al., 2004; Dredge, 1992). Primární důraz je kladen na definování změn teplot a jejich trvání během klimatického optima v Arktidě. Ze získaných dat byly sestrojeny křivky zobrazující holocenní vývoj teplot (Obr. 25), které dovolují porovnání průměrných ročních teplot vzduchu v holocénu s limitními hodnotami pro mrazové pukání permafrostu, jakožto podmínky pro tvorbu ledových klínů. Minimální průměrné roční teploty vzduchu (MAAT) podmiňující mrazové pukání permafrostu jsou: -6°C v hrubozrnných půdách; -2°C v jemnozrnných substrátech (Romanovskii, 1985); -2°C v organických substrátech typu rašeliny (Delisle, 1998).



Obr. 25: Klimatické rekonstrukce a limity mrazového pukání permafrostu ve studovaných lokalitách odvozených na základě mrazové susceptibility horninového substrátu. **ka kal** udává kalibrované roky (data dle Kaufman et al., 2004; Dredge, 1992).

Publikovaný radiokarbonový čas pro klimatická proxy data byl v původní literatuře (Kaufman et al., 2004) kalibrován pomocí kalibrační křivky programu CALIB 3.0 (Stuiver a Reimer, 1993), ale maximální stáří polygonálních sítí je určené nekalibrovaným radiokarbonovým datováním. Za účelem umožnění porovnatelnosti obou dat bylo nekalibrované radiokarbonové datování maximálního stáří polygonálních sítí přepočteno pomocí stejné kalibrační křivky programem CALIB 6.1.0 (CALIB, 2011). Tento převod umožnil porovnání nekalibrovaných glacioisostatických křivek s kalibrovanými klimatickými daty.

V současné době je dostupná už pouze verze 6.1.0 kalibračního programu CALIB. Z tohoto důvodu byl přepočet radiokarbonového času programem CALIB 6.1.0 (CALIB, 2011) ověřen přepočtem v programu CalPal2007_HULU (CalPal, 2007). Odchyłky radiokarbonového času

vypočteného v CALIB 6.1.0 a CalPal2007 byly minimální: do 20 let pro datумы v holocénu a do 180 let pro pleistocén.

Z porovnání rekonstruovaných holocenních průměrných teplot vzduchu a limitní průměrné roční teploty vzduchu pro tvorbu ledových klínů (Obr. 25) je patrné, že v lokalitách Inuvik, Rankin Inlet, Mould Bay a Eureka existovali vhodné klimatické podmínky pro mrazové pukání permafrostu po celé období možného vývoje polygonálních sítí (Tab. 7). V lokalitě Churchill se zkoumané polygonální sítě nachází na jemnozrnných jílovitých uloženinách (Matériaux superficiels du Canada, 1995), v kterých dochází k mrazovému pukání permafrostu už od průměrné roční teploty vzduchu -2°C (Romanovskii, 1985). Proto v lokalitě Churchill mohlo docházet k mrazovému pukání permafrostu po celé období možného vývoje polygonálních sítí. Naopak v lokalitě Kotzebue se zkoumané polygonální sítě nachází na hrubozrnných písčitoštěrkových sedimentech (Aitken, 1965), pro které platí limitní průměrná roční teplota vzduchu -5 až -6°C (Romanovskii, 1985). Z tohoto důvodu mohlo v lokalitě Kotzebue docházet k mrazovému pukání permafrostu až po dobu posledních ± 5750 kal BP (Obr. 25).

Tab. 7: Kalibrované maximální stáří polygonálních sítí a průměr pro zkoumané lokality.

Lokalita	Eureka			Mould Bay			Churchill		
Polygonální sít	E1	E2	E3	P1	P2	P3	M1	M2	M3
Maximální stáří (kal. BP)	9450	5623	9717	15675	7961	10213	4850	3572	4922
Průměr a standartní odchylka	8263 \pm 2290			11283 \pm 3967			4448 \pm 759		
Lokalita	Rankin Inlet			Inuvik			Kotzebue		
Polygonální sít	R1	R2	R3	I1	I2	I3	K1	K2	K3
Maximální stáří (kal. BP)	2961	3206	3374	15675	15675	15675	5750	5750	5750
Průměr a standartní odchylka	3180 \pm 208			15675 \pm 0			5750 \pm 0		

4. 2. Vektorizace polygonálních sítí

Postup vektorizace polygonálních sítí vychází z morfometrických metod uplatněných v předchozí bakalářské práci (Kysilka, 2010). Polygonální sítě byly vybrány v okolí arktických meteorologických stanic Severní Ameriky disponujících dlouhodobými meteorologickými pozorováními (klimatické normály 1971-2000).

Okolo vhodných stanic byla v programu *GoogleEarth* vytvořena buffer zóna o průměru 70 km a v ní vizuálně vyhledány polygonální sítě ledových klínů. Za účelem zajištění výběru polygonů recentních ledových klínů a dostatečné podrobnosti snímků, práce uplatňuje tato kritéria: rozlišení satelitních snímků alespoň 1,5 m na pixel; poloha v oblasti souvislého

permafrostu (Obr. 10); vegetační pokryv typu tundry nebo mrazové pouště. Zvolené lokality zastupují hlavní klimatické regiony Arktidy (na základě Köppenovy klimatické klasifikace):

- subarktická zóna - kontinentální (Churchill, Hudsonův záliv; Rankin Inlet, region Keewatin)
- subarktická zóna - marinní (Kotzebue, Aljaška; Inuvik, delta řeky Mackenzie)
- pás polárního klimatu ET ~ vysoká Arktida (Mould Bay, ostrov prince Patricka; Eureka, Ellesmerův ostrov).

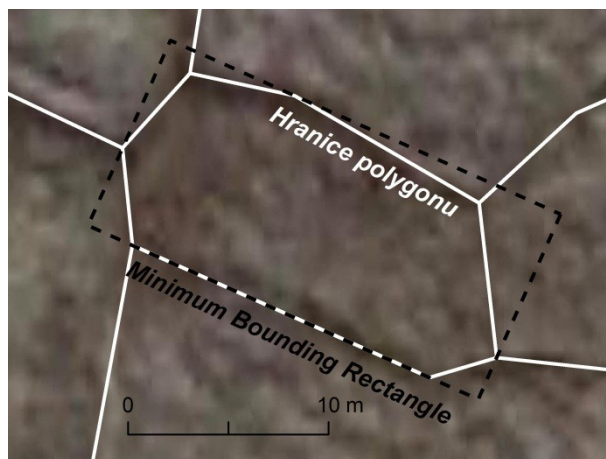
Jako zdroj satelitních a leteckých snímků posloužila aplikace GoogleEarth (Google, 2011). Vybrané snímky byly exportovány v nejvyšším možném rozlišení (4800x3984) a georeferencovány v programu ArcGIS (ESRI, 2010). Jako georeferenční body sloužily body vytvořené v GoogleEarth na geoidu WGS 84 a příčném konformním Mercatorovu válcovém zobrazení UTM v zónách podle geografických souřadnic.

Polygonální síť byla manuálně vektorizována v programu ArcGIS, jelikož automatická digitalizace sítí vhodnou aplikací (např. Definiens eCognition) nemohla být úspěšně provedena z důvodu přílišné heterogenity polygonálních sítí včetně samotných polygonů.

Rozměry a orientace

V ArcGIS vytvořená digitální vrstva byla morfometricky analyzována s využitím volně dostupné extenze *MRB Analysis Tools* (Frye, 2008) definovanou nad ArcGIS (ESRI, 2010). Využití tohoto rozšíření programu umožnilo automatické určení délek hlavních a vedlejších os. Tato extenze počítá vzdálenost mezi každým bodem lomu polygonu a prostředkem jeho protilehlé strany. Za hlavní osu polygonu je určena nejdelší spojnice a za vedlejší osu nejkratší spojnice (Frye, 2008). Extenze MRB Analysis Tool následně délky os zapíše do atributové tabulky dané polygonové vrstvy.

V rámci ArcGIS definovaná extenze *Polygon Main Angle* dovolila zjistit azimuty vygenerovaných minimálních pravidelných polygonů (minimum bounding rectangles), které opisují dané polygony a jejichž azimuty hlavních os odpovídají azimutům jednotlivých polygonů ledových klínů (Obr. 26). Extenze Polygon Main Angle určuje úhel nejdelší liniové části daného pravidelného polygonu, který udává jako rozdíl (-90° až $+90^\circ$) od geodetického severu (ESRI, 2010). Přepočtem hodnoty spočtené extenzí Polygon Main Angle byl zjištěn azimut polygonu (0 až 360°).



Obr. 26: Azimut protažení polygonu byl odvozen z orientace nejmenšího možného pravidelného polygonu (minimum bounding rectangles). Zobrazený polygon je protažen ve směru JV-SZ.

Počet stran

Polygony byly vektorizovány tak, aby přesně odpovídaly tvarům rozlišitelným na satelitních snímcích. Tento postup poskytl geometricky přesné linie sledující polygony ledových klínů, ale s mnoha body lomu mezi stranami digitálního polygonu v GIS (tzv. vertex). Za stranu polygonu ledového klínu se obecně považuje spojnice dvou křižovatek tří ledových klínů (viz. Obr. 26), a proto musel být počet vertexů v polygonálních GIS vrstvách generalizován tak, aby odpovídal reálnému počtu stran v jednotlivých polygonech ledových klínů. Zjednodušení GIS polygonů a redukce počtu vertexů byla vypočtena pomocí extenze *Simplify Polygon* definované nad ArcGIS a použitím výpočtu *Point Remove*. Algoritmus *Point Remove* zachová vertexy GIS polygonu, které určují jeho základní tvar, ale odstraní ostatní vertexy, které nesplňují zadané kritérium (ESRI, 2010). V tomto případě bylo toto kritérium nastaveno k odstranění vertexu mezi dvěma stranami, které jsou od sebe vzdáleny více než 2 m. Počet vrcholů ve zjednodušených GIS polygonech odpovídá počtu stran polygonů ledových klínů, přičemž shoda jejich stran byla ověřena vizuální analýzou družicových snímků.

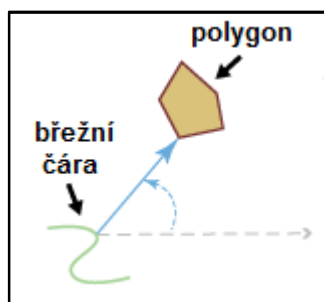
Míra nepravidelnosti

K zjištění pravidelnosti či nepravidelnosti jednotlivých polygonů tato práce využívá poměr os polygonů (*délka vedlejší osy / délka hlavní osy*). Poměr os se tedy může pohybovat v intervalu od 0 pro nepravidelné polygony po 1 pro pravidelné polygony.

Druhý postup k určení pravidelnosti či nepravidelnosti polygonů (na základě poměru obvodu nejmenšího možného opsaného kruhu a polygonu (*obvod polygonu / obvod minimálního kruhu*)) nebyl ve výsledcích práce použit z důvodu jeho malé vypovídací schopnosti oproti poměru os, který je navíc používán v odborné literatuře (např. Ulrich et al., 2011).

Vzdálenost vodní plochy

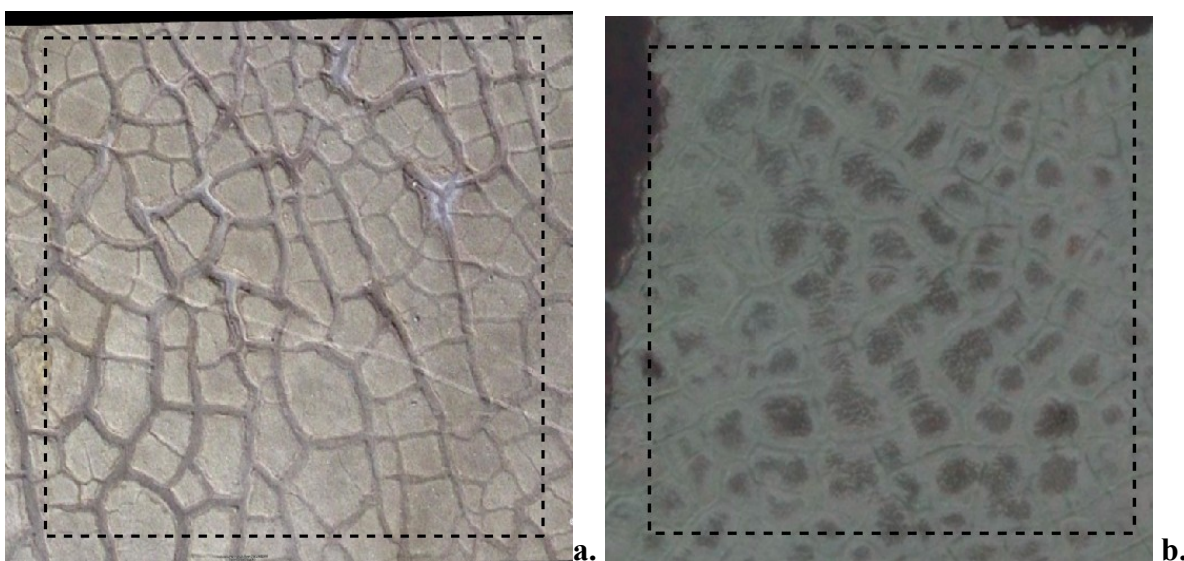
Pro jednotlivé polygony byla měřena vzdálenost od nejbližší vodní plochy za účelem ověření vlivu vodní plochy na polygonální síť. Použitá procedura vyžadovala nejdříve zdigitalizovat linii březní čáry. Následně byl proveden výpočet vzdálenosti polygonů od břehové čáry pomocí extenze *Near* definované nad ArcGIS. Výpočet vzdálenosti pomocí extenze *Near* (Obr. 27) je definován jako nejmenší horizontální vzdálenost mezi nejbližším vertexem polygonu k nejbližšímu bodu linie břehové čáry (ESRI, 2010).



Obr. 27: Schéma logiky výpočtu vzdálenosti polygonu od břehové čáry pomocí extenze *Near* (ESRI, 2010).

Výšková členitost

Výšková členitost polygonu byla definována na základě vizuální analýzy satelitních snímků, jelikož oba možné typy polygonů se výrazně liší svým vegetačním pokryvem a výsledně i podobou na satelitních snímcích (Obr. 28). Polygony s vysoko položeným centrem se vyznačují homogenitou všech částí, zatímco polygony s nízko položeným středem mají centrální část a úžlabí nad ledovým klímem pokryté vegetací nebo vodou. Toto odvození je založeno na vizuálních rozdílech polygonálních sítí na ostrově Svalbard představených ve studii Ulricha et al. (2011).



Obr. 28: Vizuální rozdíl mezi (a) polygony s vysoko položeným středem polygonální sítě E1 na Ellesmerově ostrově (b) polygony s nízko položeným středem polygonální sítě K3 na Aljašce (GoogleEarth, 2011).

4. 3. Statistické zpracování

Uřídění získaných dat a tvorba databáze byla realizována v programu *Excel* (Microsoft Office, 2010) a statistické analýzy v programech *NCSS* (NCSS, 2007) a *Statistica* (StatSoft, 2009). K zajištění vzájemné porovnatelnosti byla data před aplikováním popisné statistiky standardizována za použití vzorce (Meloun a Militký, 2002):

$$\text{standart} = \frac{(\text{naměřený údaj} - \text{průměr dat})}{\text{směrodatná odchylka}}$$

Datový soubor podrobený vícerozměrné statistické analýze byl transformován pomocí dekadické logaritmické funkce za účelem zajištění normálního rozdělení. K odstranění vlivu odlehlých hodnot jsou některá morfologická data (délka hlavní osy, poměr os a počet stran) reprezentována mediánem příslušných hodnot pro danou polygonální síť.

K popsání dat a k určení faktorů ovlivňujících morfologii a geometrii polygonů ledových klínů, práce v programu *NCSS* aplikovala tyto statistické procedury: popisnou statistiku (minimum, maximum, rozsah, průměr, medián, standardní odchylka, variance); analýzu hlavních komponent (PCA); a k popsání celkového vlivu faktorů na pozorovanou morfologii model vícenásobné regrese (Multiple regression). V programu *Statistica* byly provedeny statistické testy: jednoduché třídění (one-way ANOVA); a Pearsonův regresní test včetně korelačních matic. Zjištěný korelační koeficient r a síla asociace srovnávaných veličin byla hodnocena dle Janko in Nosek (1972). Grafické výstupy byly vytvořeny v aplikacích *NCSS*, *Statistica* a *ArcGIS ESRI*.

5. Výsledky

5. 1. Základní morfometrické a klimatické charakteristiky

Rozměry polygonů

Zkoumané polygonální sítě se značně liší průměrnou délkou hlavní osy a následně tak i velikostí polygonů. Tato heterogenita rozměrů polygonů je popsána pomocí základních statistických znaků pro délku jejich hlavní osy (Tab. 8) a plochu polygonů (Tab. 9). Průměrná délka hlavní osy polygonů činí 22,8 m a plocha polygonu 303 m². Tyto průměrné hodnoty výrazně převyšuje lokalita Rankin Inlet, která má větší polygony jak z pohledu délky hlavní osy (40 m), tak i co se týče plochy polygonu (891,4 m²). Naopak polygony menší než průměrné se nacházejí v lokalitě Churchill s průměrnou délkou hlavní osy 17,8 m a plochou

polygonu (170,1 m²). Polygonální sítě ostatních lokalit (Mould Bay, Eureka, Kotzebue a Inuvik) se výrazně neodlišují od průměrných rozměrů polygonů.

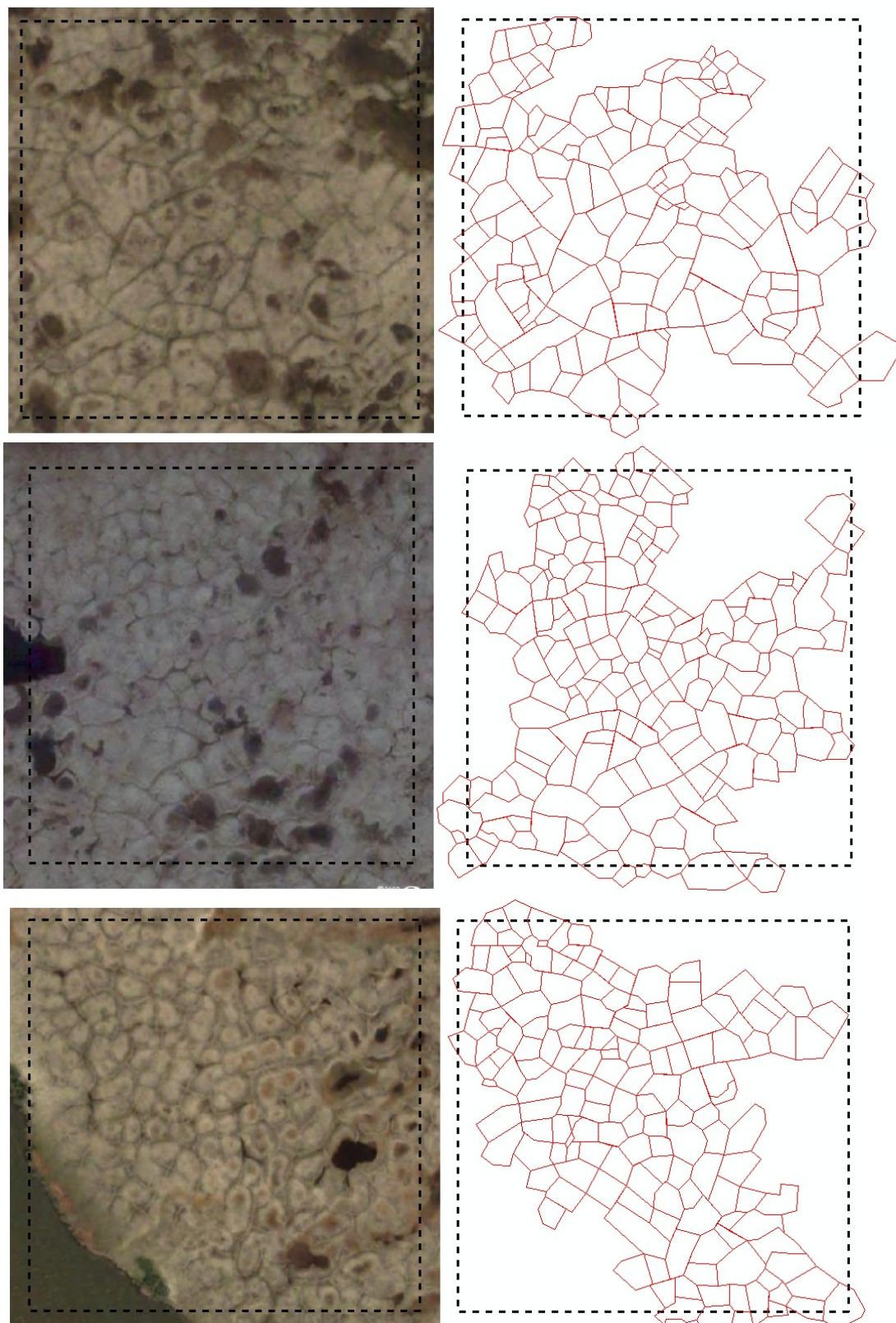
Tab. 8: Charakteristika délek hlavních os polygonů (v metrech) pro jednotlivé polygonální sítě.

Lokalita	Počet	Minimum	Maximum	Rozsah	Průměr	Medián	Standartní	Variance
P1	113	11.9	44.5	32.6	22.9	22.1	6.3	39.1
P2	102	8.2	37.8	29.6	23.8	24.4	6.6	44.0
P3	85	9.3	60.1	50.8	28.1	27.5	8.8	77.6
Mould B.	300	8.2	60.1	51.9	24.7	24.4	7.5	56.2
E1	146	8.9	45.6	36.7	22.9	21.4	7.1	49.9
E2	141	8.5	48	39.5	23.0	21.4	7.5	55.8
E3	97	11.7	44.4	32.7	27.2	26.9	7.2	51.4
Eureka	384	8.5	48	39.5	24.0	22.5	7.5	55.6
M1	148	6.2	41.4	35.2	19.1	18.0	7.2	51.4
M2	178	6	34.5	28.5	17.1	15.8	5.7	32.5
M3	155	5.6	38.5	32.9	17.5	17.1	5.1	25.8
Churchill	481	5.6	41.4	35.8	17.8	17.0	6.1	36.8
R1	65	13.2	78.4	65.2	38.9	37.4	15.8	249.8
R2	49	13.2	94.2	81	42.8	42.2	14.8	220.4
R3	55	20.2	74.1	53.9	38.6	36.9	11.6	135.5
Rankin I.	169	13.2	94.2	81	40	39.7	14.3	205.1
K1	103	10.7	62	51.3	24.9	23.8	8.2	67.1
K2	152	6.5	41.8	35.3	21.6	22.2	6.5	42.6
K3	127	9.8	39.1	29.3	24.6	25.3	6.3	39.5
Kotzebue	382	6.5	62	55.5	23.5	23.3	7.1	50.4
I1	206	4.5	41.8	37.3	19.0	18.5	6.5	42.1
I2	126	5.9	42.9	37	21.4	20.9	6.5	42.7
I3	184	4.7	47.1	42.4	18.9	16.8	7.9	62
Inuvik	516	4.5	47.1	42.6	19.6	18.5	7.1	50.3
Celkem	2232	4.5	94.2	89.7	22.8	21.3	9.6	91.5

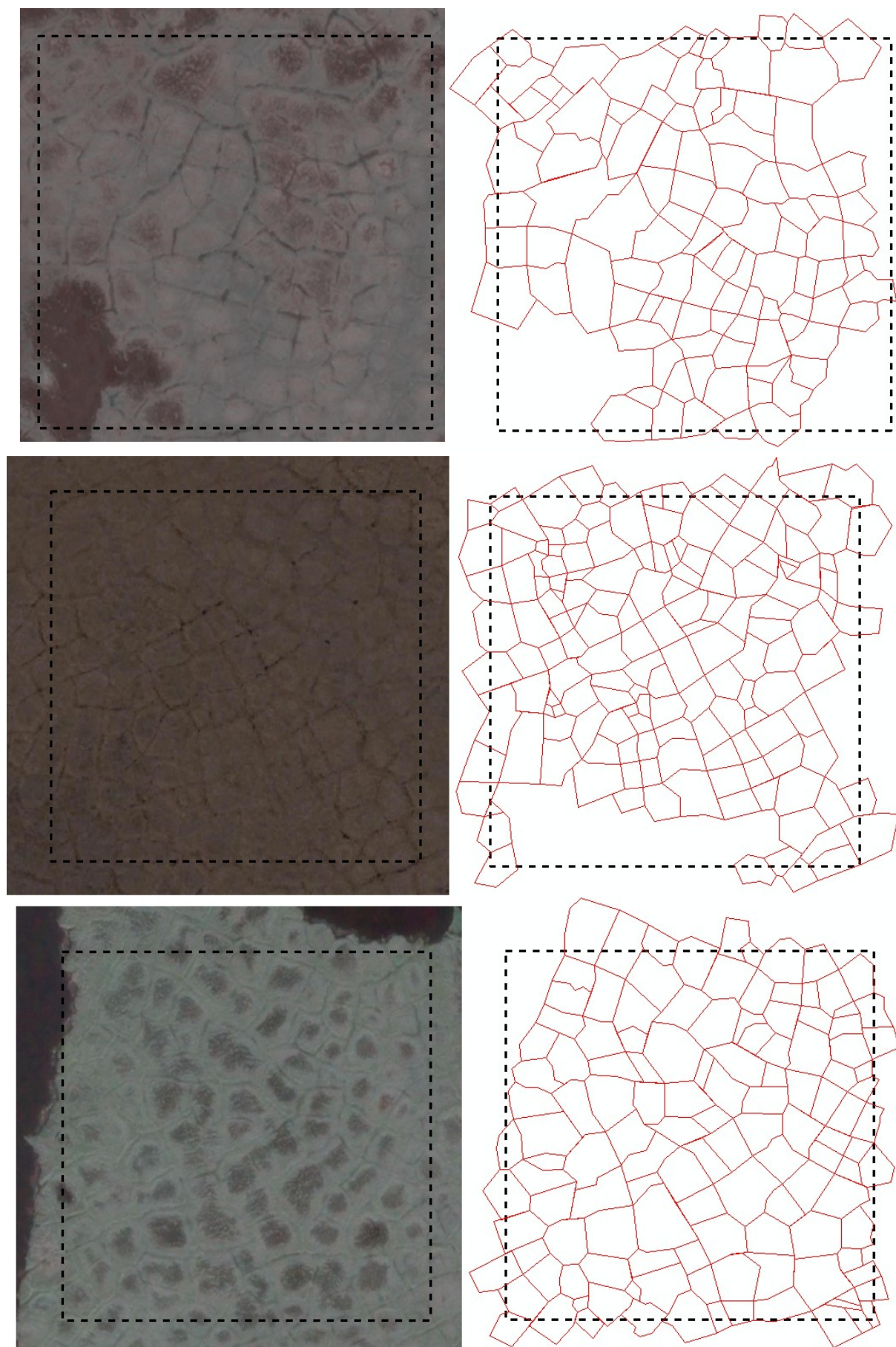
Tab. 9: Charakteristika plochy polygonů (v m²) pro jednotlivé polygonální sítě.

Lokalia	Počet	Minimum	Maximum	Rozsah	Průměr	Medián	Standartní	Variance
P1	113	60.3	789.5	729.2	283.1	248.2	155.3	24107.6
P2	102	41.3	697	655.7	312	304.1	153	23421.5
P3	85	31.6	1440.7	1409.1	413.8	382.8	237.9	56618.9
Mould B.	300	31.6	1440.7	1409.1	330	309.4	189.2	35783.9
E1	146	29.3	1118.9	1089.6	293.6	245.3	188.9	35678.8
E2	141	31	1421.6	1390.6	308.5	230.8	237.6	56464.2
E3	97	76.3	1076.8	1000.5	424.7	394.1	228.1	52038.2
Eureka	384	29.3	1421.6	1392.3	332.2	266	223.9	50130.8
M1	148	15.7	718.7	703	192.2	163.4	133	17700
M2	178	16.3	473.7	457.4	158.6	136.1	94.6	8942.3
M3	155	13.9	445.5	431.6	162.2	145.6	78.3	6139.3
Churchill	481	13.9	718.7	704.8	170.1	149	104.4	10908.3
R1	65	100.3	2946	2845.7	871.8	576.2	750.2	562901.9
R2	49	121	5373.4	5252.4	970.6	777.7	830.6	689961.2
R3	55	178.4	2559.1	2380.7	844.9	627.2	578.9	335127.8
Rankin I.	169	100.3	5373.4	5273.1	891.7	696.8	722.5	521976.2
K1	103	53.5	1036.2	982.7	326.5	287.4	198.9	39560.7
K2	152	23.1	706.2	683.1	255.5	250.2	144.6	20909.4
K3	127	49.6	860	810.4	334.4	321.9	169	28569
Kotzebue	382	23.1	1036.2	1013.1	300.9	282.5	172.3	29700
I1	206	8.4	717.9	709.5	186.7	171.7	116.3	13541.3
I2	126	20.8	898.1	877.3	237.8	214.6	134.9	18194.7
I3	184	10.8	986.2	975.4	184.6	126.7	166.5	27745.9
Inuvik	516	8.4	986.2	977.8	198.2	169.5	142	20153.5
Celkem	2232	8.4	5373.4	5365	303	223.8	312.4	97624.6

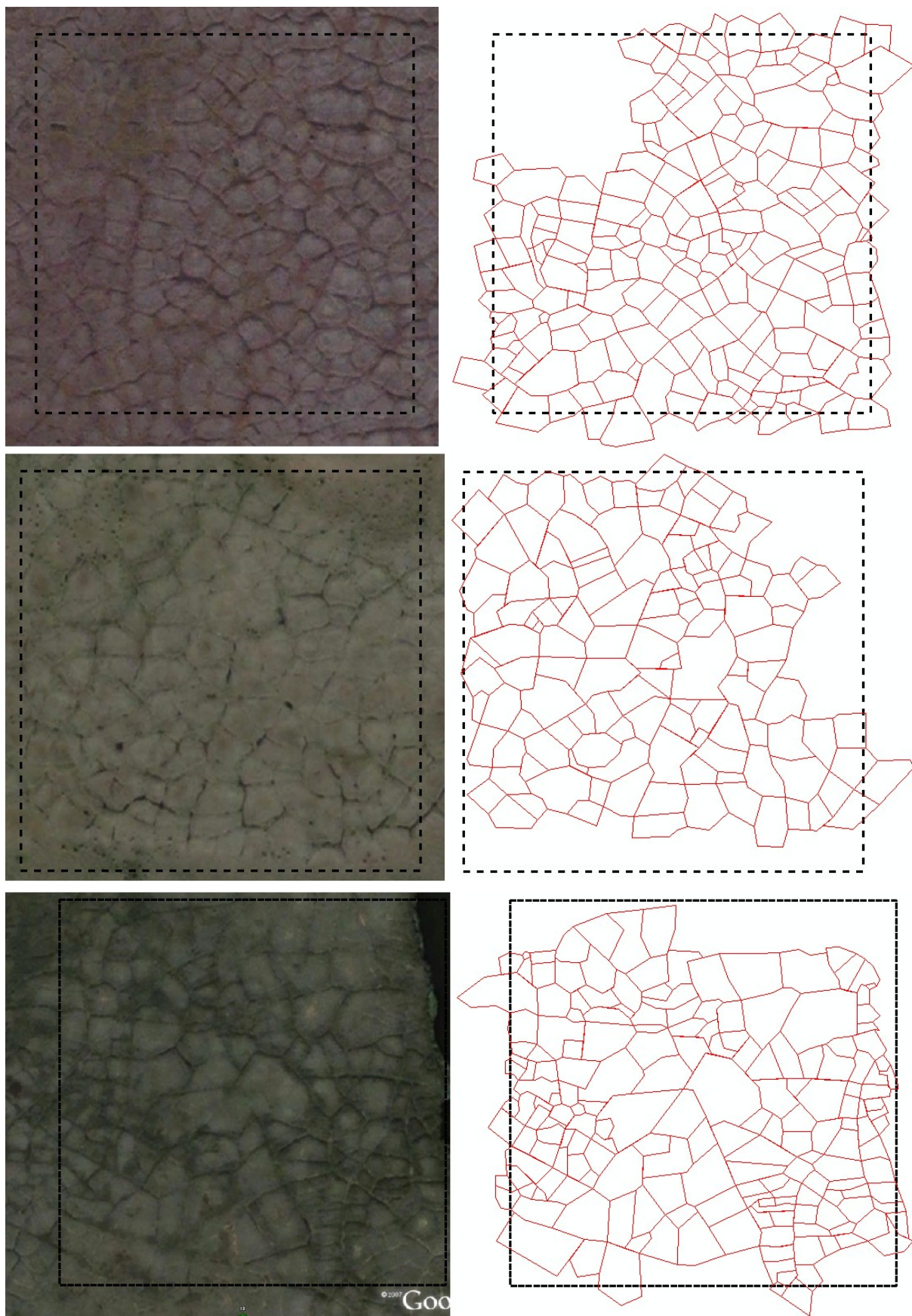
Různorodost polygonů velmi dobře ilustrují také satelitní snímky jejich polygonálních sítí včetně schématu zvektorizovaných polygonů (Obr. 29-34), přičemž vložené čtverce mají stranu o délce 200 m. Statisticky zjištěné větší rozměry polygonů v lokalitě Rankin Inlet jsou na první pohled patrné i na satelitních snímcích z této lokality (Obr. 32).



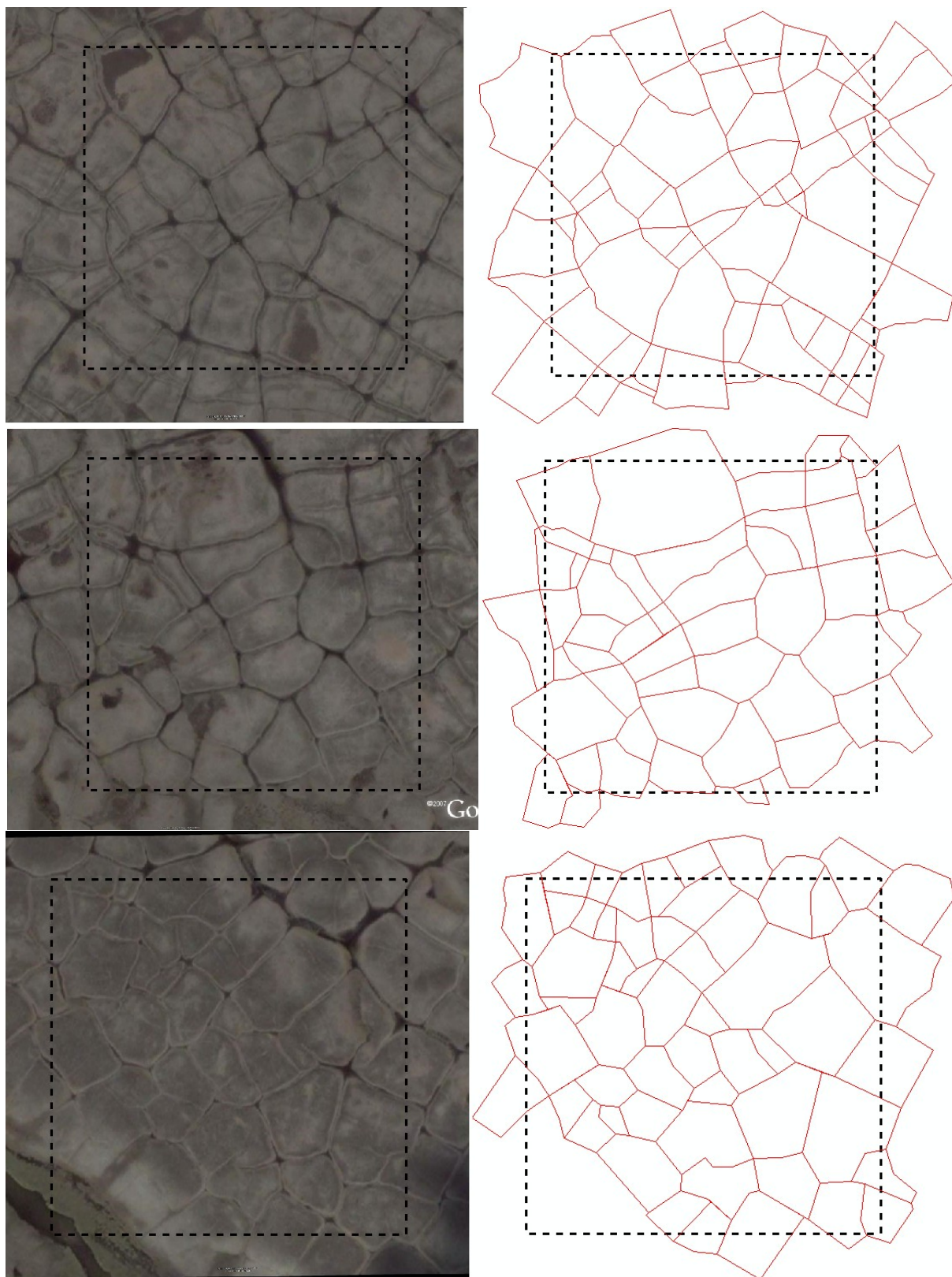
Obr. 29: Churchill, Manitoba. Lokality M1, M2, M3 (GoogleEarth, 2011).



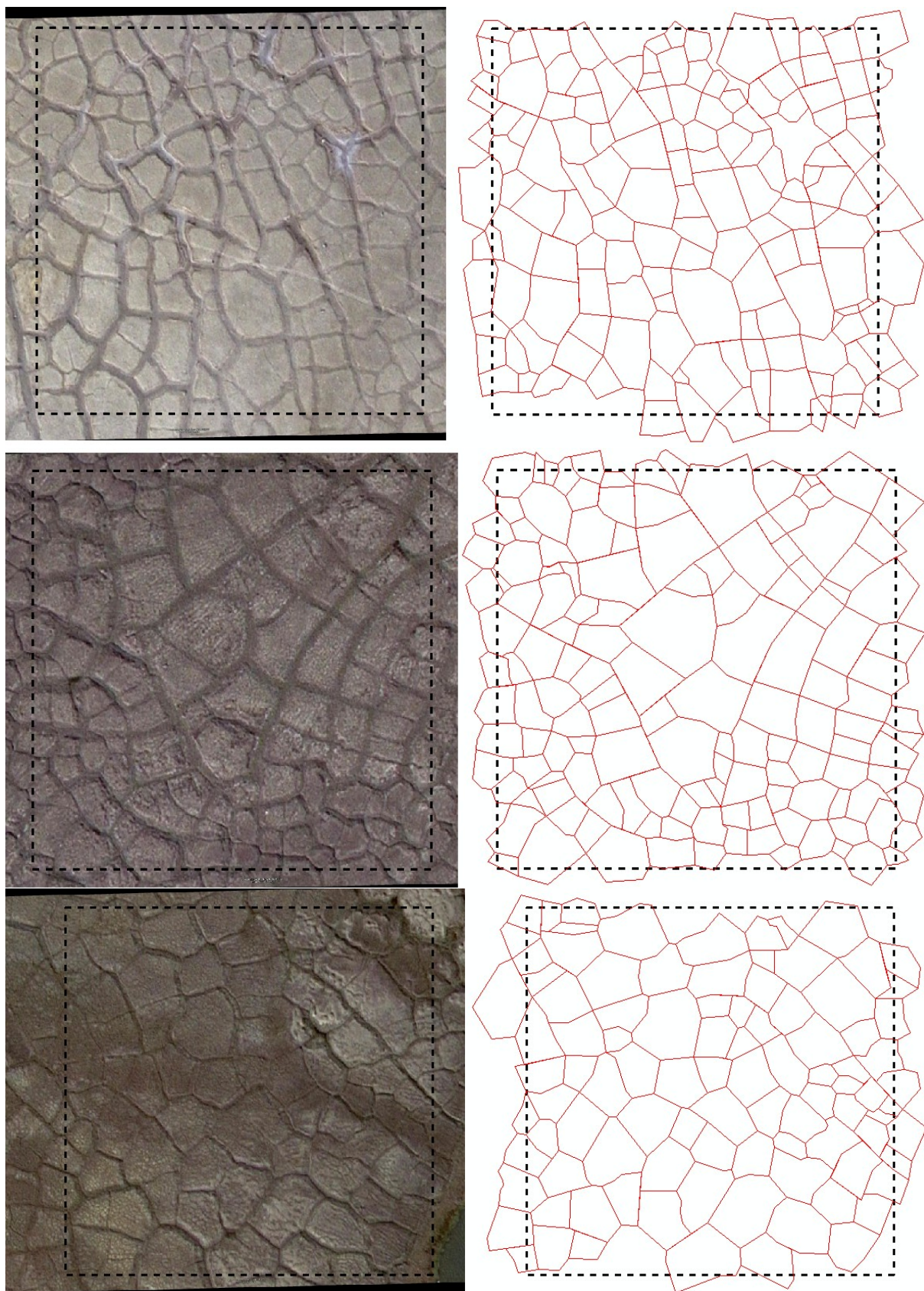
Obr. 30: Kotzebue, Aljaška. Lokality K1, K2, K3 (GoogleEarth, 2011).



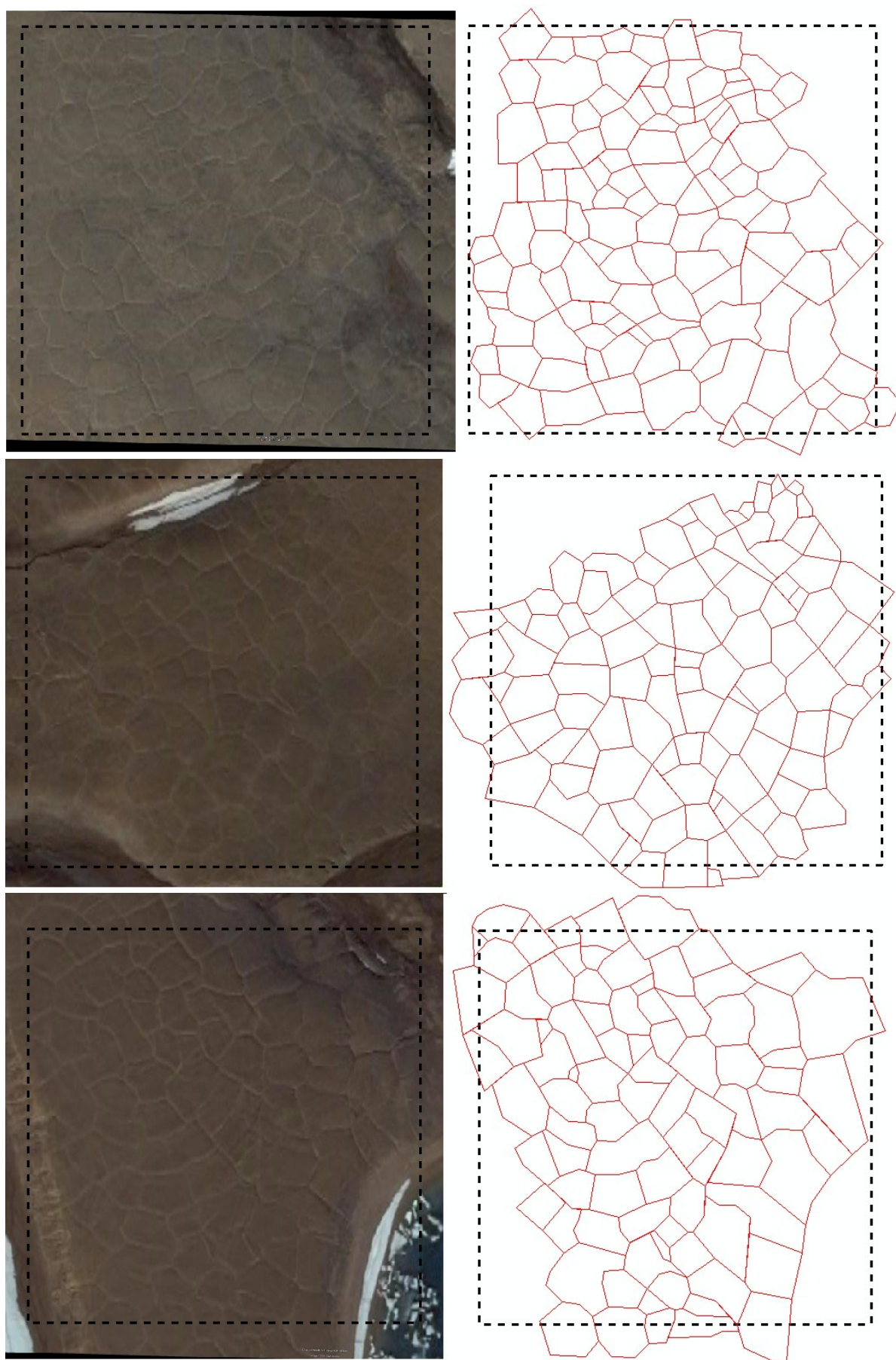
Obr. 31: Inuvik, Northwest Territories. Lokality I1, I2, I3 (GoogleEarth, 2011).



Obr. 32: Rankin Inlet, Nunavut. Lokalita R1, R2, R3 (GoogleEarth, 2011).



Obr. 33: Eureka, Ellesmerův ostrov (Ellesmere Island). Lokalita E1, E2, E3 (GoogleEarth, 2011).



Obr. 34: Mould Bay, ostrov prince Patricka (Prince Patrick Island). Lokalita P1, P2, P3 (GoogleEarth, 2011).

Rozměry polygonů byly vyjádřeny délkou hlavních a vedlejších os a plochou polygonů. Byla potvrzena předpokládaná vzájemná lineární závislost těchto velikostních parametrů pomocí regresního testu (Tab. 10).

Tab. 10 Korelační koeficienty velikostních parametrů polygonů – všechny koeficienty jsou signifikantní na $p < 0,05$ (testováno t-testem).

	Hlavní osa	Vedlejší osa	Plocha
Hlavní osa		0.87	0.89
Vedlejší osa	0.87		0.90
Plocha	0.89	0.90	

Silná závislost mezi těmito znaky dovoluje redukovat počet velikostních morfometrických faktorů na jeden, přičemž ostatní lze rekonstruovat z primárního faktoru. Na základě analýzy hlavních komponent byla jako nejreprezentativnější faktor zvolena délka hlavní osy (Tab. 11), která nejvíce přispívá k variabilitě parametrů polygonů v databázi.

Tab. 11: Výsledky PCA analýzy (analýza hlavních komponent) velikostních parametrů polygonů.

Parametr	Vlastní číslo	Samostatný %	Kumulativní %	Graf
Hlavní osa	2.778188	92.61	92.61	
Vedlejší osa	0.132782	4.43	97.03	
Plocha	0.089030	2.97	100.00	

Počet stran polygonů

Ve zkoumaných polygonálních sítích jsou nejrozšířenější ortogonální a heptagonální polygony s výjimkou sítě R2 v lokalitě Rankin Inlet, v níž převažují hexagonální polygony (Tab. 12). Ve všech zkoumaných polygonálních sítích je patrná vysoká variabilita polygonálních tvarů a to zejména v lokalitě Inuvik.

Tab. 12: Charakteristika tvarů polygonů v jednotlivých polygonálních sítích.

Lokalita	Počet polygonů	Nejčastější počet stran	Minimum	Maximum
P1	113	5	4	10
P2	102	5	3	8
P3	85	5	3	10
Mould Bay	300	5	3	10
E1	146	5	3	9
E2	141	5	3	8
E3	97	5	4	9
Eureka	384	5	3	9
M1	148	4	3	8
M2	178	4	3	9
M3	155	4	3	8
Churchill	481	4	3	9
R1	65	4	3	11
R2	49	6	4	10
R3	55	5	4	10
Rankin Inlet	169	5	3	10
K1	103	5	3	10
K2	152	4	3	9
K3	127	5	3	9
Kotzebue	382	5	3	10
I1	206	4	3	8
I2	126	5	3	11
I3	184	4	3	11
Inuvik	516	4	3	11
Celkem	2232	5	3	11

Vzájemný vztah počtu stran polygonu k jeho rozměrům byl vyšetřen na úrovni všech zkoumaných polygonů jako celku, jelikož případné vztahy se dají očekávat právě na této úrovni. Statisticky signifikantní korelační závislost ($r = 0,6$) existuje mezi počtem stran polygonu a délkou hlavní osy. Tento vztah koresponduje s Lewisovým zákonem (pozitivní závislost plochy na počtu stran), jelikož plocha polygonu závisí na délce jeho hlavní osy.

Pravidelnost a orientace polygonů

Tato práce využívá k vyjádření míry pravidelnosti polygonu poměr jeho vedlejší a hlavní osy. Na základě poměru os nebyl zjištěn výraznější rozdíl mezi jednotlivými sítěmi, lokalitami a ani průměrnou hodnotou pro všechny polygony (Tab. 13). Poměr os se pro všechny oblasti uniformně pohybuje mezi 0,65 po 0,74 s nejčastější hodnotou kolem 0,7.

Vzájemná závislost morfologických charakteristik polygonů nebyla zjištěna, přičemž na základě Pearsonovy korelace (na hladině $p < 0,05$) neexistuje vztah mezi délkou hlavní osy a poměrem stran ($r = 0,06$).

Tab. 13: Charakteristika poměru os polygonů pro jednotlivé polygonální sítě. Vyjádřeno jako poměr vedlejší a hlavní osy, a proto čím vyšší hodnota tím pravidelnější polygon.

Lokalita	Počet polygonů	Minimum	Maximum	Rozsah	Průměr	Medián	Standartní odchylka	Variance
P1	113	0.34	0.95	0.61	0.7	0.71	0.13	0.018
P2	102	0.33	0.97	0.64	0.71	0.73	0.13	0.016
P3	85	0.32	0.98	0.66	0.69	0.71	0.16	0.026
Mould B.	300	0.32	0.98	0.66	0.7	0.72	0.14	0.019
E1	146	0.34	0.96	0.62	0.71	0.72	0.13	0.018
E2	141	0.27	0.98	0.71	0.7	0.7	0.14	0.019
E3	97	0.23	0.97	0.74	0.74	0.74	0.13	0.018
Eureka	384	0.23	0.98	0.75	0.71	0.72	0.14	0.019
M1	148	0.3	0.98	0.68	0.66	0.66	0.15	0.023
M2	178	0.31	0.97	0.66	0.71	0.73	0.14	0.021
M3	155	0.32	0.97	0.65	0.7	0.71	0.14	0.020
Churchill	481	0.3	0.98	0.68	0.69	0.7	0.15	0.021
R1	65	0.31	0.97	0.66	0.68	0.7	0.15	0.024
R2	49	0.32	0.91	0.59	0.65	0.68	0.15	0.023
R3	55	0.36	0.91	0.55	0.7	0.73	0.12	0.015
Rankin I.	169	0.31	0.97	0.66	0.68	0.7	0.14	0.021
K1	103	0.37	0.96	0.59	0.7	0.71	0.14	0.020
K2	152	0.24	0.97	0.73	0.7	0.71	0.15	0.021
K3	127	0.19	0.97	0.78	0.7	0.7	0.15	0.023
Kotzebue	382	0.19	0.97	0.78	0.70	0.71	0.15	0.021
I1	206	0.22	0.95	0.73	0.66	0.67	0.15	0.023
I2	126	0.21	0.96	0.75	0.68	0.68	0.14	0.019
I3	184	0.24	0.96	0.72	0.65	0.66	0.16	0.025
Inuvik	516	0.21	0.96	0.75	0.66	0.67	0.15	0.023
Celkem	2232	0.19	0.98	0.79	0.69	0.7	0.15	0.021

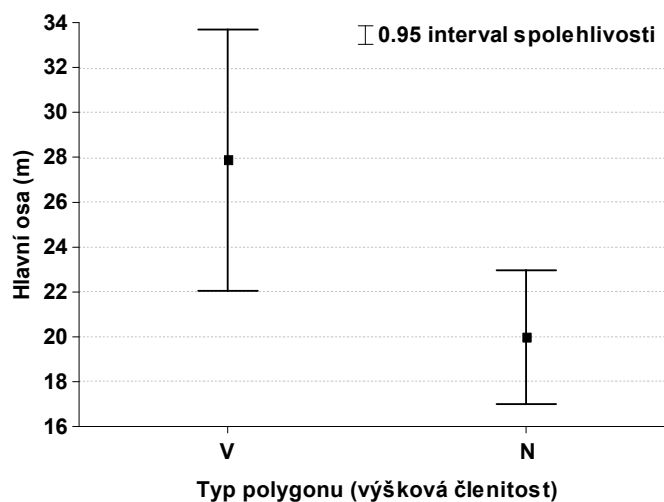
V prostředí s uniformním geologickým substrátem (kromě teploty neovlivňovanou vnějšími vlivy) by byly polygony ledových klínů rovnoměrně protažené ve všech směrech. V této idealizované síti je podíl polygonů v jednotlivých intervalech totožný- tedy v případě rozdělení protažení polygonů do směrů S-J, SV-JZ, V-Z, JV-SZ jejich podíl dosahuje 25 %. V jednotlivých lokalitách zkoumaných polygonálních sítí (Tab. 14), ale neidentické podíly protažení polygonů v jednotlivých směrech poukazují na výrazný vliv vnějších faktorů, jež zapříčiňují neidentické protažení polygonů.

Tab. 14: Protažení polygonů vyjádřené jako jejich procentuální podíl v daných intervalech.

%	<i>S-J</i>	<i>SV-JZ</i>	<i>V-Z</i>	<i>JV-SZ</i>
	337,6-22,5° 157,6-202,5°	22,6-67,5° 202,6-247,5°	67,6-112,5° 247,6-292,5°	112,6-157,5° 292,6-337,5°
P1	15.9	31.0	25.7	27.4
P2	19.6	24.5	18.6	37.3
P3	17.6	17.6	25.9	38.8
E1	39.7	13.7	21.2	25.3
E2	18.4	23.4	30.5	27.7
E3	13.4	24.7	29.9	32.0
M1	20.9	35.1	19.6	24.3
M2	22.5	25.8	23.0	28.7
M3	18.7	27.1	34.2	20.0
R1	18.5	27.7	21.5	32.3
R2	16.3	16.3	34.7	32.7
R3	23.6	29.1	14.5	32.7
K1	32.0	29.1	27.2	11.7
K2	22.4	30.3	25.0	22.4
K3	19.7	25.2	26.8	28.3
I1	12.6	26.7	35.9	24.8
I2	19.8	24.6	27.0	28.6
I3	15.2	23.4	41.3	20.1

Výšková členitost polygonů

Jednocestná ANOVA (použit F-test) testující rozdíly rozměrů polygonů v závislosti na typu polygonu (Obr. 35) ukázala statisticky signifikantní odlišnost obou typů polygonů (na hladině 0,05). Medián délky hlavní osy polygonů s vysoko položeným středem je 25,6 m a s nízko položeným středem 19,4 m. Kruskal-Wallisův z-test potvrdil signifikanci rozdílu mezi mediány ($z = 2,3114$).



Obr. 35: Vliv výškové členitosti polygonu na délku hlavní osy (testováno jednocestnou ANOVA). V - polygon s vysoko položeným středem, N – polygon s nízko položeným středem. Vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti.

Teplota vzduchu

Klimatická data za období 1971-2000 získaná z meteorologických stanic vyjadřují teplotu vzduchu, výšku sněhové pokrývky, směr a rychlost větru. Tento soubor dat byl podroben statistické analýze (t-test) za účelem nalezení vzájemné závislosti klimatických dat, která obvykle existuje u meteorologických a klimatických souborů naměřených ve středních zeměpisných šířkách. Z tohoto důvodu byla vyšetřena multikolinearita souboru arktických klimatických dat a následně snížen počet znaků před samotným vyšetřováním vztahu mezi klimatem a morfologickými znaky polygonů ledových klínů.

Pro vyjádření teploty vzduchu bylo testováno 12 znaků a to: průměrná roční teplota vzduchu (v grafických výsledcích označeno jako MAAT); průměrná teplota vzduchu za období prosinec až březen (v grafických výsledcích označeno jako MWT); průměrná měsíční teplota vzduchu v jednotlivých zimních měsících; minimální měsíční teplota vzduchu v jednotlivých zimních měsících. Všechny 12 znaků mezi sebou projevuje silnou regresní závislost (korelační koeficient 0,89 a více) (Tab. 15). Předpokládaná multikolinearita arktických klimatických dat byla ověřena, a proto jsou tyto znaky redukovány na dva: a to na průměrnou teplotu vzduchu v období prosinec až březen (MWT) a průměrnou roční teplotu vzduchu (MAAT). Navíc byl vyjádřen vztah vývoje teplot vzduchu v jednotlivých zimních měsících k průměrné roční teplotě vzduchu (Tab. 15).

Tab. 15: Korelační matice testující multikolinearitu znaků udávající teplotu vzduchu v celém datovém souboru – všechny koeficienty signifikantní na hladině $p < 0,05$ (testováno t-testem).

	MAAT	MWT	T pros.	T leden	T Únor	T březen	Min T pros.	Min T leden	Min T únor	Min T březen
MAAT		0.97	0.95	0.91	0.97	0.99	0.93	0.89	0.95	0.98
MWT	0.97		1	0.98	1	0.98	0.99	0.97	1	0.99
T prosinec	0.95	1		0.98	0.99	0.97	1	0.98	1	0.98
T leden	0.91	0.98	0.98		0.98	0.92	0.98	1	0.99	0.94
T únor	0.97	1	0.99	0.98		0.98	0.99	0.97	1	0.99
T březen	0.99	0.98	0.97	0.92	0.98		0.95	0.9	0.97	1
Min T pros.	0.93	0.99	1	0.98	0.99	0.95		0.98	1	0.97
Min T leden	0.89	0.97	0.98	1	0.97	0.9	0.98		0.98	0.92
Min T únor	0.95	1	1	0.99	1	0.97	1	0.98		0.98
Min T březen	0.98	0.99	0.98	0.94	0.99	1	0.97	0.92	0.98	

Mocnost sněhové pokrývky

Průměrné výšky sněhové pokrývky jednotlivých zimních měsíců mají slabší korelaci, než jaké dosahuje teplota vzduchu pro odpovídající měsíce, přesto korelační koeficienty indikují dostatečně silnou závislost k tomu, aby měsíční výšky sněhové pokrývky mohly být

vyjádřeny pouze jedním znakem (Tab. 15). Prosincová výška sněhové pokrývky nedosahuje nejvyšších korelačních koeficientů s ostatními měsíci, ale mrazové pukání permafrostu začíná v arktické zóně v prosinci. Proto následující statistické analýzy používají výšku sněhu v prosinci z důvodu počátku navývání sněhu do depresí mezi valy ohraničujícími ledové klíny právě v tomto měsíci (např. Christiansen, 2005).

Tab. 16: Pearsonův korelační koeficient testující multikolinearitu měsíčních výšek sněhové pokrývky v celém datovém souboru – všechny koeficienty jsou signifikantní na hladině $p < 0,05$ (testováno t-testem). **Sníh:** mocnost sněhové pokrývky odpovídá hodnotě na konci daného měsíce.

	Sníh (prosinec)	Sníh (leden)	Sníh (únor)	Sníh (březen)
Sníh (prosinec)		0.59	0.61	0.55
Sníh (leden)	0.59		1.00	0.99
Sníh (únor)	0.61	1.00		0.99
Sníh (březen)	0.55	0.99	0.99	

Rychlost větru

Stejný test byl proveden pro průměrné měsíční rychlosti větru převládajícího směru proudění vzduchu, přičemž výsledek (Tab. 17) ukazuje téměř lineární závislost. K dalšímu použití tak byla zvolena rychlost větru v lednu, jelikož během ledna je v polygonálním reliéfu z velké části redistribuován sníh spadlý v prosinci.

Tab. 17: Pearsonův korelační koeficient testující multikolinearitu měsíčních rychlostí větru v celém datovém souboru – všechny koeficienty jsou signifikantní na hladině $p < 0,05$ ((testováno t-testem).

	Rychlost větru (prosinec)	Rychlost větru (leden)	Rychlost větru (únor)	Rychlost větru (březen)
Rychlost větru (prosinec)		1.00	0.99	0.98
Rychlost větru (leden)	1.00		0.99	0.98
Rychlost větru (únor)	0.99	0.99		0.98
Rychlost větru (březen)	0.98	0.98	0.98	

5. 2. Environmentální faktory a jejich vliv na morfologii polygonálních sítí

Morfologická podoba polygonů ledových klínů je výsledkem působení vnějšího prostředí, které závisí na jejich poloze. Mezi primární faktory se obecně považuje vliv klimatu (zejména teplota vzduchu), ale předložené výsledky taktéž dokazují výrazný vliv ostatních environmentálních činitelů (doba vývoje polygonů ledových klínů, rychlost větru, mocnost sněhové pokrývky a synoptická situace) na morfologii polygonů ledových klínů (Tab. 18).

Tab. 18: Korelační matice vyjadřující sílu asociace environmentálních podmínek a morfologických znaků (reprezentovaných mediánem pro příslušné polygonální sítě). **Tučně** jsou zvýrazněny koeficienty signifikantní na hladině $p < 0,05$ a **tučně s kurzívou** na hladině $p < 0,1$. Poznámka: Počet stran je nejčastějším počtem stran polygonů v polygonální síti. Vzdálenost vodní plochy je definována jako průměrná vzdálenost polygonů od vodní plochy. Počet cyklon vyjadřuje průměrný počet průchodů cyklon za měsíc během zimy.

	Maximální doba vývoje	Nadmořská výška	Vzdálenost vodní plochy	MAAT	MWT	Mocnost sněhu (prosinec)	Rychlost větru (leden)	Počet cyklon (zima)
Hlavní osa	-0.43	-0.26	-0.17	-0.16	-0.19	-0.29	0.41	0.59
Poměr os	-0.29	0.08	0.05	-0.41	-0.31	-0.69	0.11	0.34
Počet stran	-0.03	-0.02	0.03	-0.47	-0.41	-0.44	-0.1	0.3

Teplota vzduchu

Pearsonova korelace neindikuje statisticky významný vztah mezi teplotou vzduchu a rozměry polygonů. Naopak jako statisticky významnou ukazuje Pearsonova korelace závislost počtu stran polygonu na průměrné roční teplotě vzduchu (MAAT) (Tab. 18). Negativní korelace ($r = -0,47$) ukazuje nárůst počtu stran polygonů v polygonální síti se snižující se průměrnou roční teplotou vzduchu. Závislost pravidelnosti polygonu (vyjádřeného počtem jeho stran) na teplotě dokumentuje také vazba mezi poměrem os polygonů a MAAT, přestože je statisticky prokázána pouze na běžně nepoužívané hladině $p < 0,1$ (Tab. 18).

Mocnost sněhové pokrývky

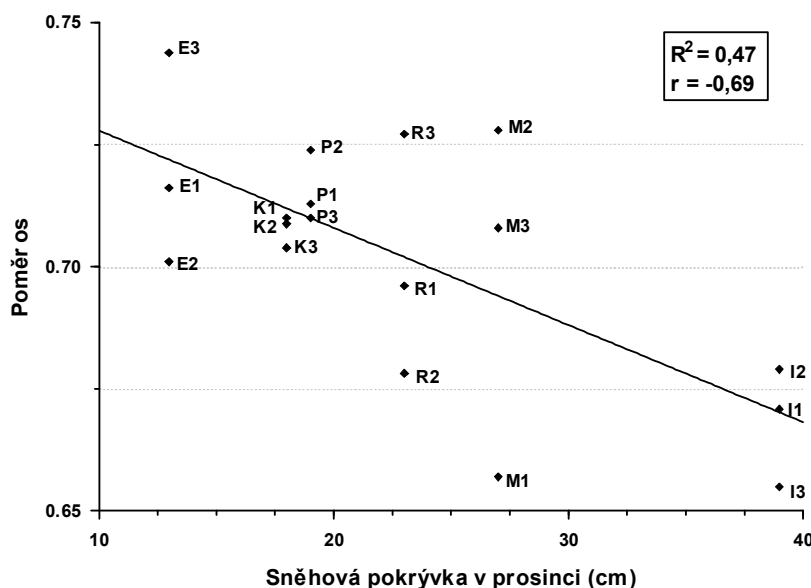
Asociace mezi mocností sněhu v prosinci a délkou hlavní osy není statisticky signifikantní (Tab. 18). Naopak vztah mezi mocností sněhové pokrývky v prosinci a pravidelností polygonu (poměrem os) vykazuje na hladině $p < 0,05$ statisticky významnou sílu asociace ($r = -0,69$). Daná závislost byla vyšetřena samostatně i pro všechny zimní měsíce (Tab. 19), přestože jsou vzájemně korelované. Na hladině $p < 0,05$ existuje signifikantní závislost poměru os na mocnosti sněhu kromě prosince také v únoru ($r = -0,47$).

Tab. 19: Korelační matice vyjadřující sílu asociace mocnosti sněhu v jednotlivých měsících a morfologických znaků (reprezentovaných mediánem pro příslušné polygonální sítě). **Tučně** jsou zvýrazněny koeficienty signifikantní na hladině $p < 0,05$ a **tučně s kurzívou** na hladině $p < 0,1$. Poznámka: Počet stran je nejčastějším počtem stran polygonů v polygonální síti.

	Mocnost sněhu (prosinec)	Mocnost sněhu (leden)	Mocnost sněhu (únor)	Mocnost sněhu (březen)
Hlavní osa	-0.29	-0.23	-0.24	-0.17
Poměr os	-0.69	-0.47	-0.47	-0.44
Počet stran	-0.44	-0.32	-0.33	-0.31

Trend závislosti poměru os polygonů na mocnosti sněhu v prosinci sleduje lineární funkci o směrnici -0,002 (Obr. 36). Zobrazená lineární funkce vysvětluje 47 % variability sledovaných změn poměru os a při zanedbání zbylých faktorů přitom na každý 1 cm sněhu dochází ke statisticky odhadnutému snížení poměru os (nárůst nepravidelnosti polygonu) o $0,002 \pm 0,005$.

Vazba počtu stran polygonu a mocnosti sněhové pokrývky ($r = -0,44$) není na hladině $p < 0,05$ statisticky signifikantní.

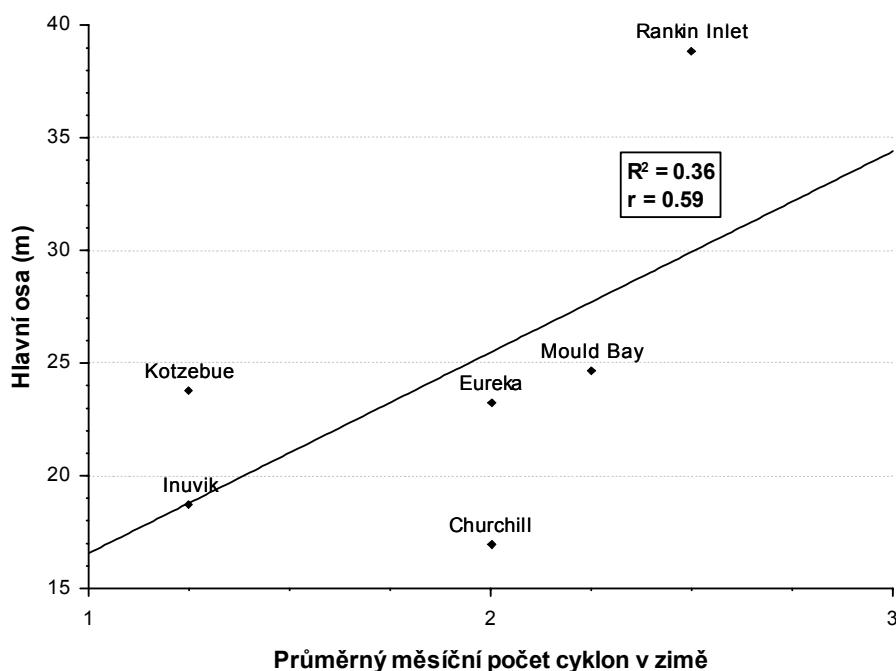


Obr. 36: Závislost mediánů poměru delších a kratších os polygonů na mocnosti sněhové pokrývky v prosinci pomocí lineární funkce ($y = -0,002x + 0,7476$). Korelační vztah je signifikantní na hladině $p < 0,05$.

Synoptická situace

Determinace procesu mrazového pukání permafrostu průchodem tlakových níží a následným rapidním návratem k nízkým teplotám anticyklonální situace navrhl Christiansen (2005) jako faktor kontrolující mrazové pukání na ostrově Svalbard.

Regresním testem byla zjištěna statisticky signifikantní (na hladině $p < 0,05$) střední síla asociace ($r = 0,58$) mezi zimní cyklonální aktivitou a délkou hlavní osy polygonu. Tuto závislost lze dobře popsat lineární funkcí vyjádřenou rovnicí $7,6459 + 8,9163 \cdot x$ (Obr. 37), jenž objasňuje 33 % variability délky hlavních os polygonů. Při zanedbání zbylých faktorů dojde přidáním jedné cyklonální situace měsíčně navíc k prodloužení délky hlavních os polygonů o $8,9 \pm 3,1$ m.



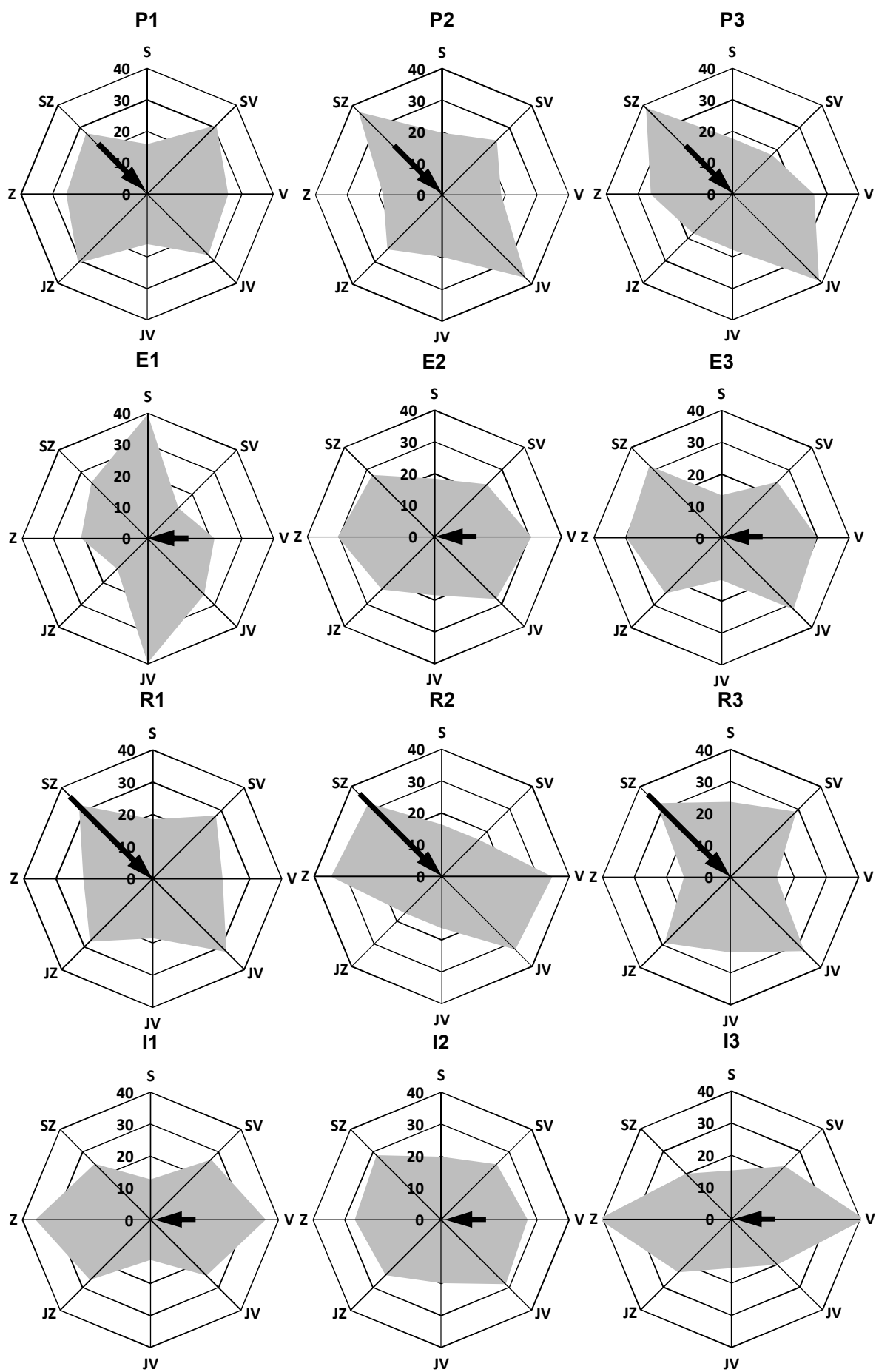
Obr. 37: Lineární závislost průměrné velikosti polygonů polygonálních sítí v zájmových oblastech na měsíčním počtu tlakových níží v zimě. Výpočet proveden na základě mediánu délky hlavní osy jednotlivých polygonálních sítí. Signifikantní na hladině $p < 0,05$.

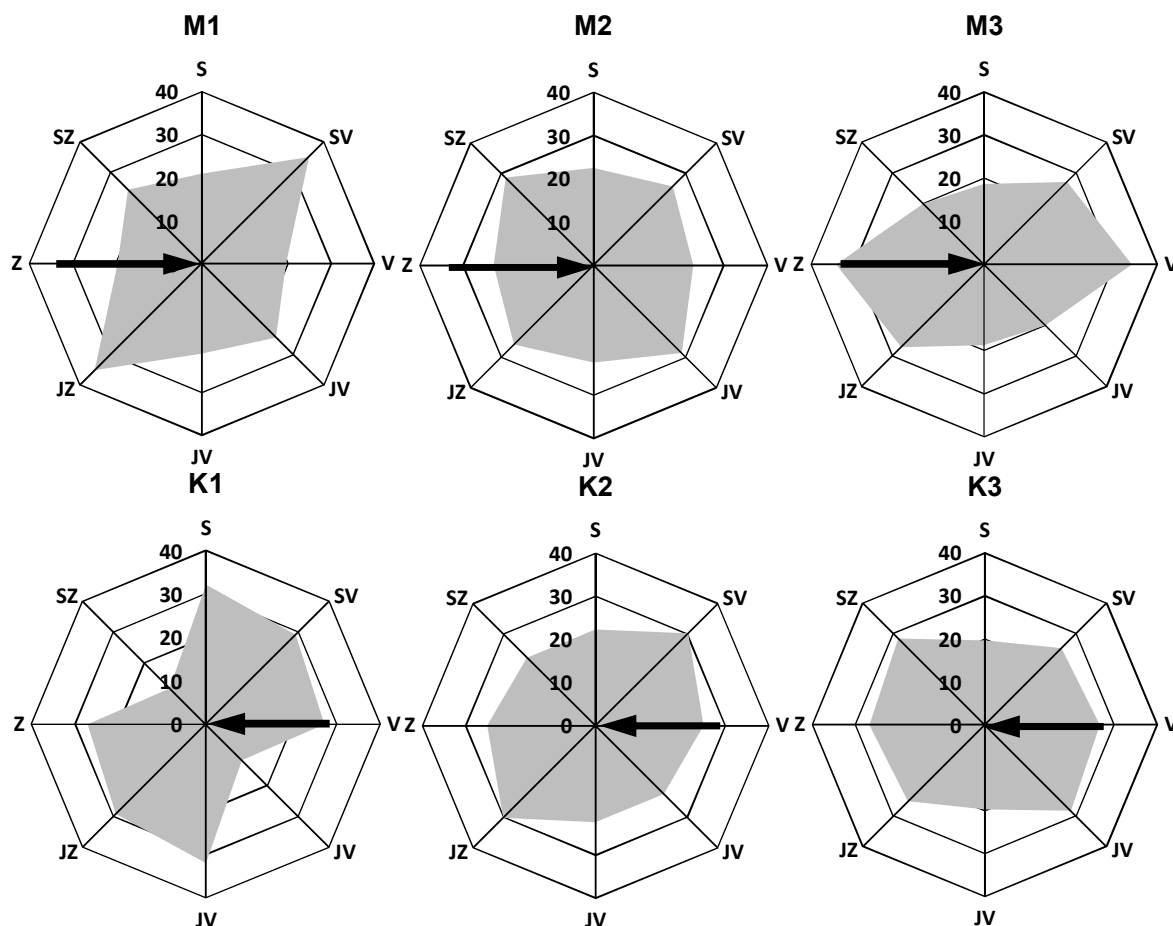
Převládající směr větru

Směr protažení polygonů v polygonálních sítích významně determinuje azimut převládajícího směru větru v zimním období (prosinec až březen), což dokládají směrové růžice ukazující protažení polygonů v polygonálních sítích ve srovnání s azimutem větru (Obr. 38). Vliv pozice břehové čáry vodních ploch nebo vodních toků na orientaci protažení polygonů nebyl prokázán (viz. kapitola **Vzdálenost vodní plochy**).

Ve 14 z celkového počtu 18 polygonálních sítí odpovídá první a druhá nejčastější orientace protažení polygonů (Tab. 14) azimutu převládajícího směru větru: převládající interval protažení polygonů se shoduje se směrem větru v 8 z 18 polygonálních sítí (44,5 %), druhé nejčastější protažení polygonů odpovídá směru větru v 6 z 18 sítí (33,3 %) a pouze ve 4 z 18 (22,2 %) polygonálních sítí se intervaly směru protažení polygonů a směru větru neshodují.

Průměrné měsíční rychlosti větru v zimním období se v zájmových lokalitách pohybují od 7,3 do 24 km/h, ale vyšší rychlost proudění vzduchu nezvyšuje podíl polygonů protažených ve směru převládajícího směru větru (Obr. 38).

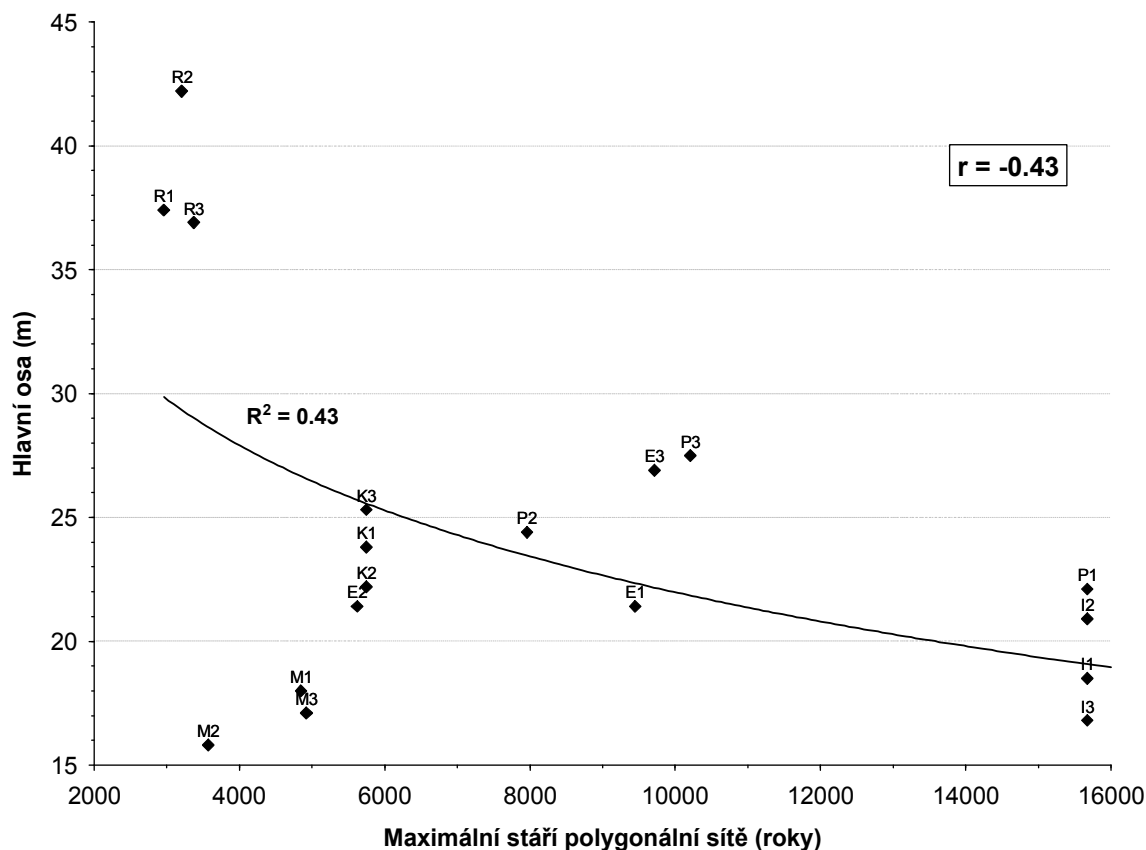




Obr. 38: Procentuální podíl protažení polygonů zobrazený na směrové růžici. Šipka znázorňuje převládající směr větru v zimním období a proporcionálně odpovídá průměrné rychlosti větru pro období prosinec-březen.

Maximální doba vývoje polygonální sítě

Vztah velikosti polygonů (vyjádřeného délkou hlavní osy) a maximální doby vývoje polygonální sítě není statisticky signifikantní na hladině $p < 0,05$. Možnost potenciální závislosti mezi těmito dvěma veličinami, ale naznačuje jejich středně silná asociace ($r = -0,43$) signifikantní na hladině $p < 0,1$ (Tab. 18). Tento vztah vyjádřený negativním regresním koeficientem a logarotmickou funkcí ($y = -6.468 \ln(x) + 81.558$) naznačuje pokles velikosti polygonů s prodlužující se dobou jejich vývoje (Obr. 39).



Obr. 39: Logaritmické zobrazení ($y = -6.468 \ln(x) + 81.558$) závislosti délky hlavní osy polygonu na maximální době vývoje polygonální sítě. Signifikantní na hladině $p < 0,1$ (testováno Pearsonovým regresním testem).

Vzdálenost vodní plochy

Vliv vzdálenosti vodní plochy (jezero, řeka) na morfologii polygonů byl porovnáván vůči jednotlivým polygonům a polygonálním sítím jako celku. Polygonální sítě na lokalitách M3, K3, I3, P3, E3 jsou situovány bezprostředně vedle vodní plochy a polygonální síť R3 leží vedle vodního toku (Tab. 20).

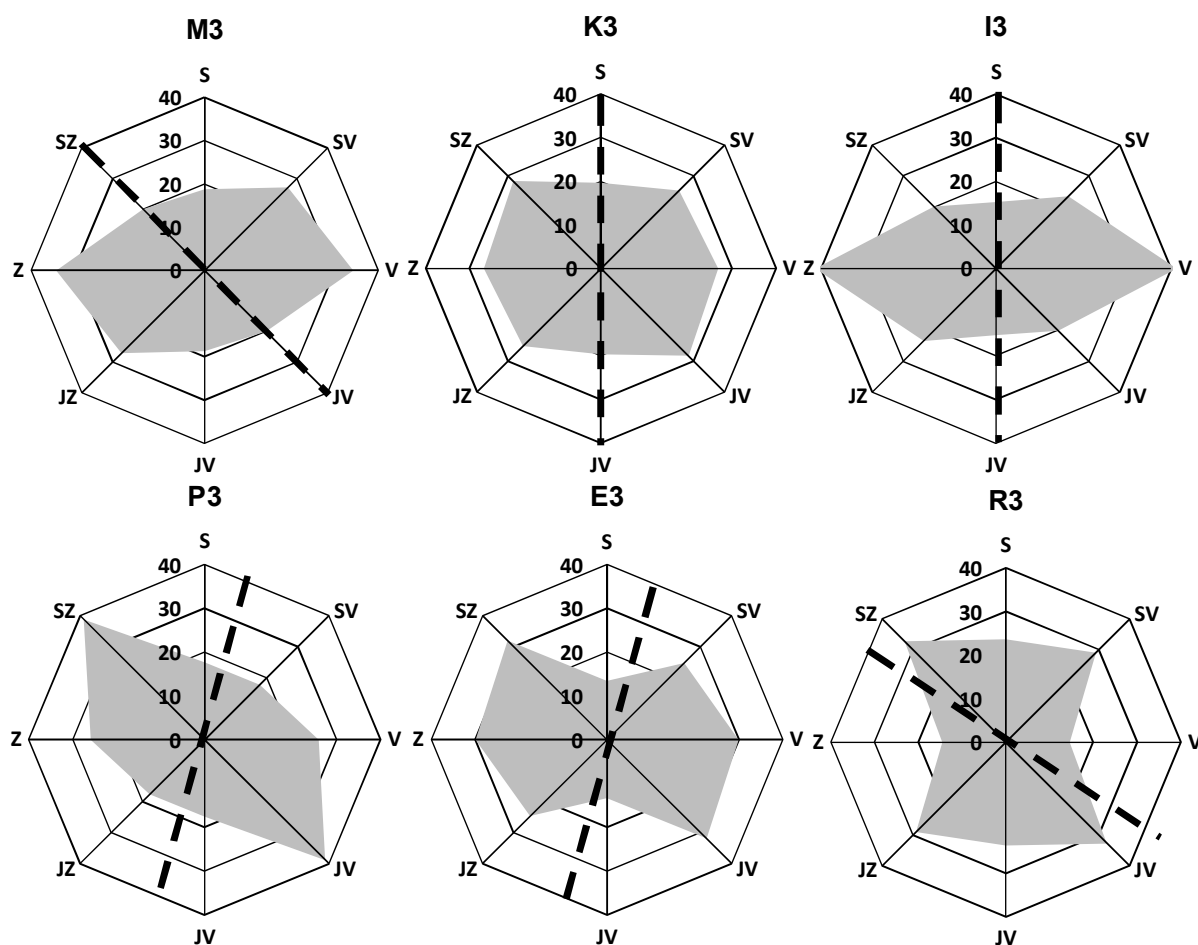
Tab. 20: Vzdálenosti polygonů a polygonálních sítí od břehové čáry vodní plochy nebo vodního toku.

Lokalita	Eureka			Mould Bay			Churchill		
Polygonální síť	E1	E2	E3	P1	P2	P3	M1	M2	M3
Průměr vzdáleností polygonů od vodní plochy (m)	366	1149	119	273	666	111	207	1956	67
Průměr a standartní odchylka	645 ±707			350 ±285			743 ±1052		
Lokalita	Rankin Inlet			Inuvik			Kotzebue		
Polygonální síť	R1	R2	R3	I1	I2	I3	K1	K2	K3
Průměr vzdáleností polygonů od vodní plochy (m)	322	898	121	633	1034	92	359	547	70
Průměr a standartní odchylka	447 ±403			586 ±473			325 ±240		

Regresní test pro všechny polygonální oblasti dohromady (Tab. 18) neproказuje determinaci morfologických parametrů blízkostí vodní plochy. Navíc Pearsonův test provedený na

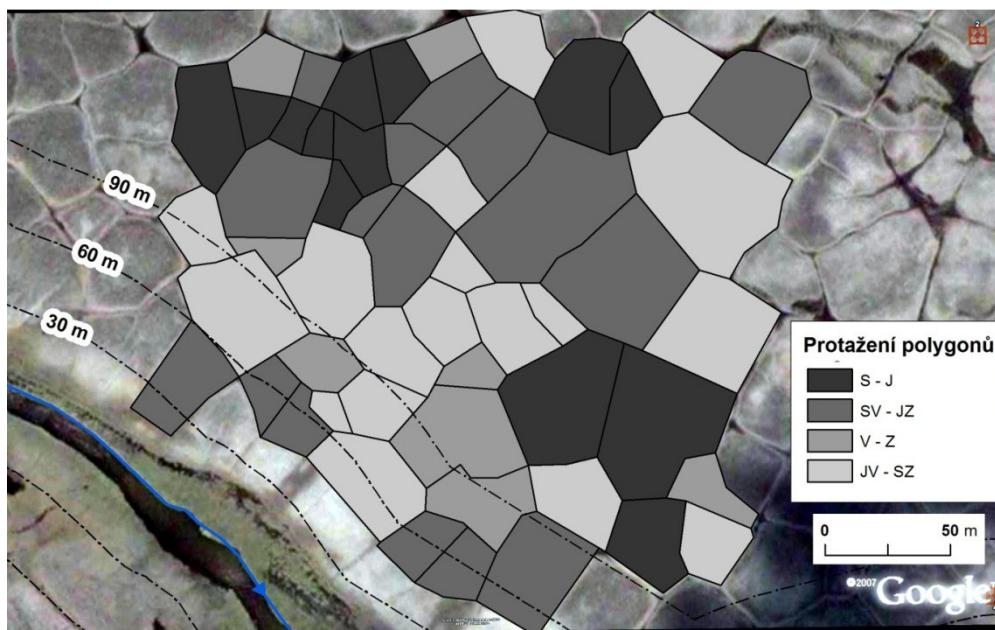
polygonálních sítí v blízkosti vodní plochy (M3, K3, I3, P3, E3, R3) taktéž neprokázal vazbu mezi vzdáleností vodní plochy a morfologií polygonů (délka hlavní osy, poměr os a nejčastější počet stran polygonů) - nízký stupeň těsnosti vztahu (všechny $r < 0,3$) na hladině $p < 0,05$.

Orientace polygonů v polygonálních sítí přiléhající vodním plochám taktéž neodpovídá protažení ve směru břehové čáry. Naopak z předložených směrových růžic (Obr. 40) vyplývá podprůměrné zastoupení polygonů protažených ve směru břehové čáry. V 5 z 6 polygonálních sítí přiléhajících vodním plochám nedosahují ani 20% podílu. Většina polygonů je u těchto polygonálních sítí protažena kolmo na břehovou čáru.



Obr. 40: Procentuální podíl protažení polygonů zobrazený na směrové růžici pro polygonální sítě s polygony ležícími do 200 m od vodní plochy. Přerušovaná čára vyznačuje průběh břehové čáry.

Diagnostika změny polygonálních parametrů s rostoucí vzdáleností od vodní plochy vyžaduje podrobnost na úrovni jednotlivých polygonů. Mapa (Obr. 41) vyobrazuje polygonální síť R3 mající největší podíl polygonů protažených ve směru břehové čáry (JV – SZ), která ale při podrobném prozkoumání nevykazuje koncentraci těchto polygonů v blízkosti břehové čáry. Polygony protažené ve směru JV – SZ jsou rovnoměrně rozmístěny po ploše polygonální sítě R3, přičemž do vzdálenosti 60 m od vodního toku převažují na něj kolmé polygony (Obr. 41).



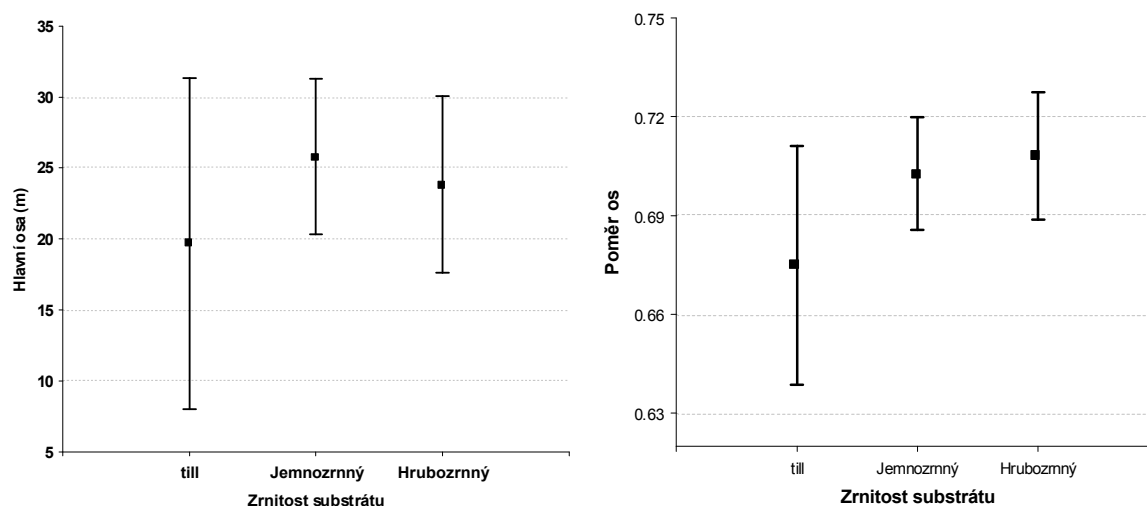
Obr. 41: Satelitní snímek polygonální sítě R3 mající největší podíl polygonů protažených ve směru břehové čáry. Mapa zobrazuje vzdálenost 30, 60 a 90 m od vodního toku a směr protažení polygonů (Satelitní snímek: GoogleEarth, 2011).

Ve zkoumaných polygonálních sítích nemají vodní plochy vliv na orientaci polygonů v jejich bezprostřední blízkosti a ani na polygonální síť jako celek. Rozměry, pravidelnost a tvar polygonů nekoreluje se vzdáleností vodních ploch.

Zrnitost geologického substrátu

Zrnitostní poměry podloží polygonů ledových klínů byly odvozeny z geologických map zobrazujících kvartérní povrchové uloženiny, přičemž se jedná ve většině případů o glacigenní sedimenty. Do kategorie jemnozrnný substrát byly přiřazeny sedimenty s převládající zrnitostní frakcí 0,001 až 0,25 (prach, jíl). Kategorie hrubozrnný substrát zahrnuje výrazně širší zrnitostní rozpětí a to substráty s převládající frakcí o zrnitosti 0,063 až 256 mm (písek, štěrk, štěrkopísek, hrubý štěrk). Samostatnou kategorií tvoří till, který je z pohledu zrnitosti tvořen směsí jemnozrnného a hrubozrnného materiálu (0,001-256 mm).

Působení zrnitostních poměrů na polygonální struktury bylo analyzováno jednocestnou ANOVOU (analýza rozptylu, testováno F-testem), přičemž na hladině $p < 0,05$ nebyla nalezena signifikantní odlišnost morfologie parametrů v rámci výše definovaných zrnitostních tříd. U obou základních kategorií (jemnozrnný a hrubozrnný substrát) je patrná shoda velikosti a pravidelnosti polygonu vyjádřená téměř úplným překryvem jejich konfidenčních intervalů (Obr. 42).



Obr. 42: Vliv zrnitosti na délku hlavní osy a poměr polygonů (One-Way ANOVA). Vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti.

Celkový vliv environmentálních faktorů

Vliv environmentálních podmínek na délku hlavní osy a na pravidelnost ledových klínů byl hodnocen modelem vícenásobné regrese (Multiple Regression). Za nezávislé numerické proměnné byly ve výpočtu vzaty: klima (MWT - průměrná teplota vzduchu v období prosinec až březen, mocnost sněhové pokrývky, rychlost větru, frekvence tlakových níží); vliv geografické polohy (nadmořská výška, vzdálenost vodní plochy); a horní limit doby vývoje polygonální sítě. Jako kategoriální proměnou tato analýza používá zrnitost substrátu.

Statistickým modelováním byl určen a kvantifikován vliv jednotlivých environmentálních faktorů, přičemž jejich důležitost byla vypočtena zvlášť pro velikost a pravidelnost polygonů v rámci polygonálních sítí. Nicméně tato analýza vyžaduje opatrnost při vyhodnocování jejích výsledků, jelikož může být značně ovlivněna případnými nejistotami použitých dat (viz. diskuze těchto nejistot v kapitole 6. 4. 1. Rozměry polygonů).

Variabilitu délky hlavní osy model vysvětluje z 97,29 %, přičemž ta závisí zejména na době vývoje polygonální sítě, počtu cyklů mrazového pukání (počet cyklon) a zimních teplotách vzduchu, jejichž vliv je 18 %, 17,8 % a 16,1 % (Tab. 21). Mocnost sněhové pokrývky nepatří mezi nejvýznamnější faktory a společně s rychlostí větru se na délce hlavní osy podílí pouze z 14,9 % respektive z 14,8 %.

Tab. 21: Koeficienty determinace environmentálních faktorů určujících velikost polygonů (délku hlavní osy) ve zkoumaných polygonálních sítích. Zvýrazněné buňky vyznačují nejvýznamnější faktory. Výpočet proveden modelem vícenásobné regrese robustní metodou Huber. **Změna R^2 při odebrání faktoru:** Příspěvek faktoru do R^2 , o který bude R^2 sníženo odebráním faktoru z modelu. **Celkový vliv faktoru (%):** Procentuální vyjádření vlivu faktoru podle změny R^2 při odebrání faktoru (výpočet podle čtvrtého sloupce tabulky). **R^2 když faktor přidán sám:** Výsledný R^2 , když závisle proměnná je v modelu funkcí pouze tohoto faktoru.

Faktor	Kumulativní přidání R^2	Izolované přidání R^2	Změna R^2 při odebrání faktoru	Celkový vliv faktoru (%)	R^2 když faktor přidán sám	Parciální R^2 (pro zbytek)
Maximální doba vývoje	0.271	0.271	0.41	18.0	0.27	0.938
MWT	0.281	0.011	0.37	16.1	0.07	0.931
Nadmořská výška	0.334	0.052	0.15	6.4	0.01	0.843
Počet cyklon	0.450	0.117	0.40	17.8	0.25	0.937
Rychlost větru (leden)	0.451	0.000	0.34	14.8	0.19	0.926
Sněhová pokrývka (prosinec)	0.663	0.212	0.34	14.9	0.001	0.926
Vodní plocha	0.969	0.306	0.20	9.0	0.06	0.882
Zrnitost (hrubozrnný)	0.970	0.002	0.004	0.2	0.001	0.134
Zrnitost (jemnozrnný)	0.973	0.003	0.003	0.1	0.01	0.089
Model	Koeficient determinace	Predikovaný R^2	Variační koeficient		Střední kvadratická chyba	
	0.9729	0.9424	0.0164		0.0005	

Vícerozměrný regresní model vypočtený pro pravidelnost polygonů vysvětluje, oproti modelu pro délky hlavních os polygonů, menší podíl variability v souboru poměrů os a to pouze 86,55 %. Na základě změny koeficientu determinace odebráním faktoru z modelu má nejvýznamější vliv jemnozrnná zrnitost substrátu (jíl, prach) podílející se na celkovém R^2 z 21,8 % (Tab. 22). Působení tohoto faktoru se na vysvětlené variabilitě poměrů os podílí čtvrtinou, jelikož model objasňuje pouze 86,55 % variability poměrů os. Vysoký vliv zrnitosti na pravidelnost polygonu kontrastuje s vlivem na velikost polygonu, kterou ovlivňuje minimálně (<1 %).

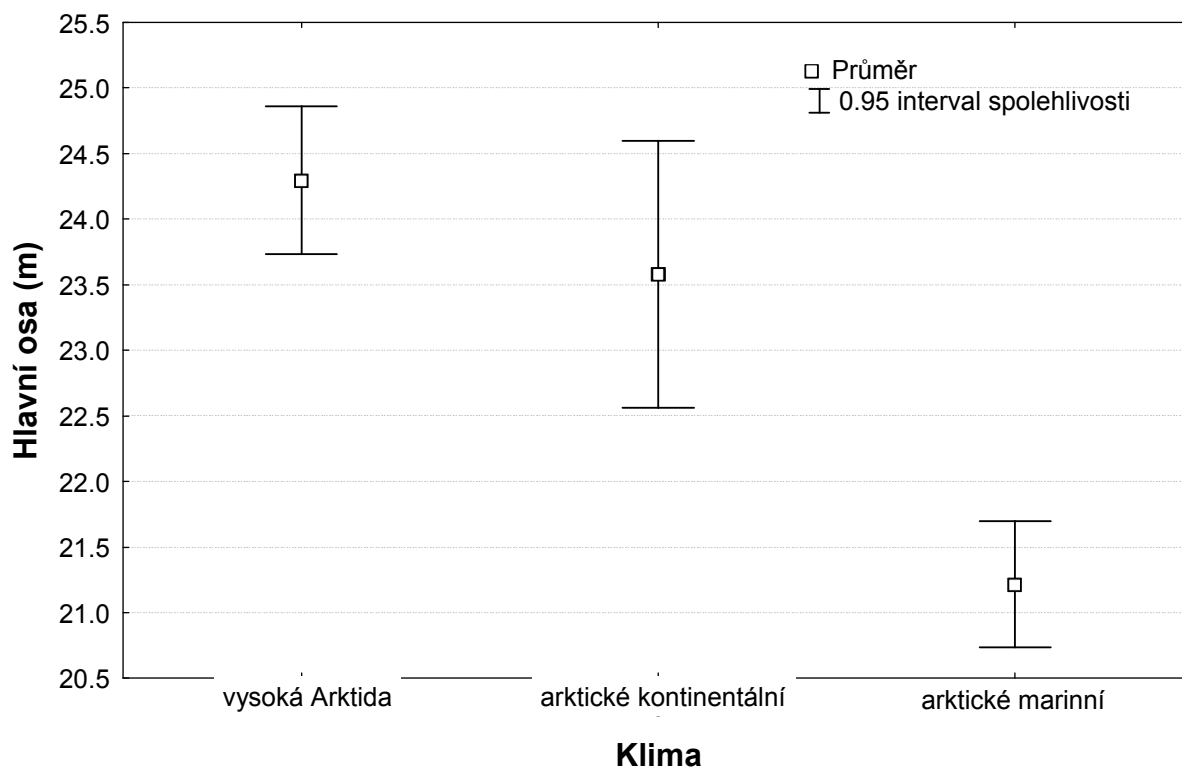
Multiregresní analýza ukázala jako druhý a třetí nejvýznamnější faktor rychlost větru (15,1 %) a mocnost sněhové pokrývky (12,2 %). Tento poznatek dobře koreluje s výsledky potvrzující protažení polygonů ve směru převládajícího směru větru v zimním období, jelikož vítr se podílí na redistribuci sněhové pokrývky a tím determinuje protaženost polygonů.

Tab. 22: Koeficienty determinace environmentálních faktorů určujících pravidelnost polygonů (poměr os) ve zkoumaných polygonálních sítích. Zvýrazněné buňky vyznačují nejvýznamnější faktory. Výpočet proveden modelem vícenásobné regrese robustní metodou Huber. **Změna R^2 při odebrání faktoru:** Příspěvek faktoru do R^2 , o který bude R^2 sníženo odebráním faktoru z modelu. **Celkový vliv faktoru (%):** Procentuální vyjádření vlivu faktoru podle změny R^2 při odebrání faktoru (výpočet podle čtvrtého sloupce tabulky). **R^2 když faktor přidán sám:** Výsledný R^2 , když závisle proměnná je v modelu funkcí pouze tohoto faktoru.

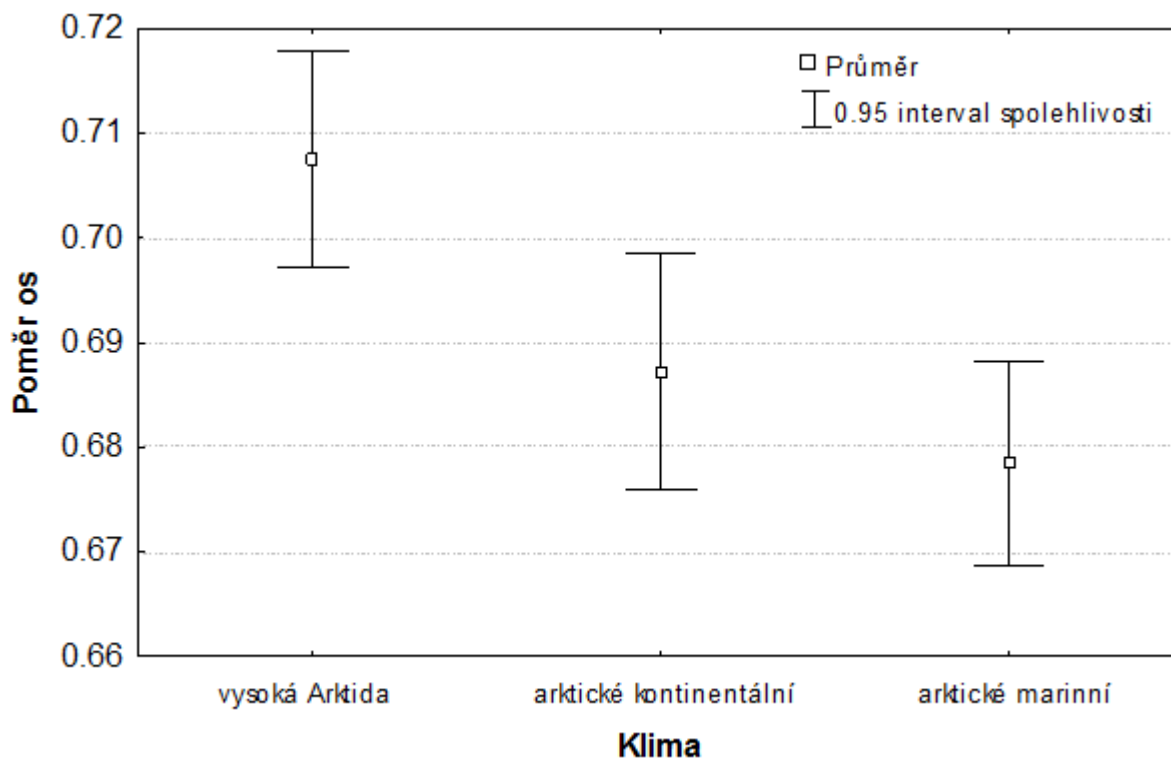
Faktor	Kumulativní přidání R^2	Izolované přidání R^2	Změna R^2 při odebrání faktoru	Celkový vliv faktoru (%)	R^2 když faktor přidán sám	Parciální R^2 (pro zbytek)
Maximální doba vývoje	0.256	0.256	0.026	8.2	0.256	0.160
MWT	0.632	0.377	0.018	5.9	0.588	0.120
Nadmořská výška	0.635	0.003	0.033	10.5	0.004	0.195
Počet cyklon	0.636	0.001	0.035	11.4	0.110	0.207
Rychlost větru (leden)	0.689	0.052	0.047	15.1	0.100	0.258
Sněhová pokrývka (prosinec)	0.714	0.026	0.038	12.2	0.179	0.220
Vodní plocha	0.722	0.007	0.001	0.3	0.004	0.006
Zrnitost (hrubozrnný)	0.798	0.076	0.004	1.2	0.039	0.026
Zrnitost (jemnozrnný)	0.866	0.068	0.068	21.8	0.022	0.335
Model	Koeficient determinace	Predikovaný R^2	Variační koeficient		Střední kvadratická chyba	
	0.8655	0.7142	-0.0451		0.00005	

5. 3. Morfologické odlišnosti polygonálních sítí ve vysoké Arktidě a v subarktické oblasti

Statistické testování morfologických znaků polygonů situovaných v rozdílných klimatických částech Arktidy ukazuje statisticky signifikantní rozdíl mezi polygonálními sítěmi pod vlivem marinního arktického klimatu (klimatický typ Dfd podle Köppena) a klimatem vysoké Arktidy (klimatický typ ET). Polygonální struktury těchto dvou klimatických typů se liší jak z pohledu velikosti (Obr. 43), tak i podle pravidelnosti jejich polygonů (Obr. 44).



Obr. 43: Zobrazení rozdílu délky hlavní osy polygonů v jednotlivých klimatických oblastech (jednocestná ANOVA). Vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti. +



Obr. 44: Zobrazení rozdílu poměru os polygonů v jednotlivých klimatických oblastech (jednocestná ANOVA). Vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti.

Naopak polygonální struktury nacházející se v arktickém kontinentálním klimatickém regionu tvoří určitý přechod mezi předchozími dvěma klimatickými oblastmi a to především v případě pravidelnosti polygonů. Na základě Kruskal-Wallisova testu se medián poměru os neodlišuje v arktické kontinentální a marinní oblasti, ale existuje statisticky signifikantní rozdíl poměru os vzhledem k území vysoké Arktidy (Tab. 23).

Rozdíl velikostí polygonů ve vysoké Arktidě a kontinentální arktické oblasti je na hladině $p < 0,05$ statisticky nevýznamný, ale arktická marinní oblast se od zmíněných oblastí délkou hlavních os polygonů výrazně liší (Obr. 43).

Tab. 23: Porovnání mediánu poměru os polygonů podle klimatické oblasti pomocí analýzy rozptylu (jednocestná ANOVA, Kruskal-Wallisův test). Bonferroni Test: Mediány se významně odlišují, když hodnota $z > 2.3940$.

	arktické kontinentální	arktické marinní	vysoká Arktida
arktické kontinentální		0.9726	2.5192
arktické marinní	0.9726		3.706
vysoká Arktida	2.5192	3.706	

6. Diskuze

6. 1. Morfologie a geometrie polygonálních sítí

Ve zkoumaných oblastech převládají heptagonální polygony prostorově uspořádané do polygonálních sítí, což odpovídá většině prací, které se zabývají tématem recentních polygonálních struktur (např. Sletten et al., 2003), ale i jejich pseudomorfóz mírného pásu (Ghysels a Heyse, 2006). Ve shodě s předchozí bakalářskou prací (Kysilka, 2010), popisující polygony ledových klínů na ostrově Banks Island (Canadian Arctic Archipelago), a studií Ulricha et al. (2011) z ostrova Svalbard, tato práce ukazuje multikolineární vztah velikostních parametrů polygonu (délka hlavní osy ~ délka vedlejší osy ~ plocha polygonu).

Velikost polygonu vyjádřená délkou hlavní osy se shoduje s termínem *průměr polygonu* používaným k vyjádření rozměrů polygonů v některých periglaciálních publikacích (např. Encyclopedia of Quaternary Science, 2007). Průměr polygonů v popisovaných sítích se pohybuje v rozmezí 4,5 m – 94,2 m ($n = 2232$) s mediánem 21,3 m, přičemž většina polygonů má průměry mezi 12,9 m – 34,2 m (10 až 90 percentil). Jejich rozměr tak odpovídá polygonům popisovaným z dalších oblastí: ostrov Svalbard 11,4 – 96,2 m (Ulrich et al., 2011), ostrov Banks Island 5,2 – 39 m (Kysilka, 2010); Antarktida 9 – 16 m (Bockheim et al., 2009); a střední Evropa 3 – 37 m (Ghysels a Heyse, 2006). Naopak polygonální struktury pozorované na Marsu dosahují o řád větší velikosti a to 15 – 300 m (Mangold, 2005). Shoda v rozměrech pozemských polygonů Arktidy, Antarktidy a středních zeměpisných šířek

vychází z relativně analogických faktorů podílejících se na jejich vývoji (např. obdobný rozsah teplot vzduchu a krátká doba vývoje – ve většině případů pouze holocén). O řád větší rozměry polygonů z některých oblastí na Marsu dokumentují rozdílné environmentální podmínky, které tak produkují morfologicky odlišné polygonální sítě.

Analyzované polygonální sítě korespondují s ostatními pozemskými oblastmi jejich výskytu i z pohledu počtu stran, neboť v nich převažují ortogonální a pentagonální polygony (s výjimkou sítě R3 s dominancí hexagonálních polygonů), které jsou v periglaciálních oblastech široce rozšířeny (např. Lachenbruch, 1966; French, 2007; Plug a Werner, 2008).

Tato práce ukazuje nárůst velikosti polygonů se vzrůstajícím počtem stran, což odpovídá polygonům ledových klínů na ostrově Banks Island (Kysilka, 2010), ale obdobnou závislost dokumentuje také Uxa (2011) pro tříděné strukturní polygony Krkonoš. Předložené výsledky odpovídají Lewisovu zákonu (Pina et al., 2008) a dokládají zřejmě obecnou závislost tohoto vztahu pro periglaciální polygonální struktury.

6. 2. Zrnitostní složení substrátu jako činitel determinující mrazové pukání

Zrnitost substrátu determinuje frekvenci mrazového pukání permafrostu (Romanovskii, 1985) a určuje morfologický typ polygonu z pohledu vysoko nebo nízko položeného středu (Levy et al., 2010). Vliv zrnitosti a typu sedimentu na geometrické vyjádření polygonů ledových klínů včetně jejich velikosti nebyl v současné periglaciální literatuře dokázán (Haltigin, 2010).

Tato práce neprokázala statisticky signifikantní rozdíl velikosti a pravidelnosti polygonů arktické zóny v závislosti na zrnitosti. Daný výsledek odpovídá závěrům Mackay (1999) podle jehož výzkumů je vliv zrnitosti substrátu na geometrické vyjádření polygonálních sítí redukován řadou faktorů: působením místních podmínek, klimatem, morfologickými změnami reliéfu v průběhu vývoje ledových klínů (např. vznik a zánik center polygonů nebo depresí v nadloží ledových klínů) a interakcí těchto faktorů mezi sebou.

S předchozími závěry kontrastuje analýza testující rozdíly velikosti polygonů ve vazbě na jejich výškovou členitost, jelikož polygony s vysoko položeným středem se vážou na hrubozrnný substrát a polygony s nízko položeným středem na jemnozrnný (French, 2007).

6. 3. Doba vývoje polygonální sítě

Vývoj ledových klínů v čase vedoucí k určité morfologické podobě polygonální sítě není jistý (Plug a Werner, 2002) a to zejména z důvodu množství na ni působících faktorů. Specifický morfologický vývoj polygonů byl zjištěn pouze pro zemní klíny v Antarktických oázách (Bockheim et al., 2009; Sletten et al., 2003), jelikož tato území se vyznačují relativní

uniformitou a neměnností působení environmentálních faktorů po dlouhé časové období. Sletten et al. (2003) popsal vývoj polygonů od ortogonálních po hexagonální s prodlužující se dobou jejich vývoje. Tato studie nezjistila vazbu počtu stran nebo poměru os na době vývoje polygonální sítě, ale našla negativní závislost na velikosti polygonu. Záporný regresní koeficient v tomto případě značí zmenšování polygonů s narůstající dobou jejich vývoje. Podobný efekt zaznamenává také Sletten et al. (2003), přičemž touto diplomovou prací modelované velikosti polygonů za určitý časový úsek (Obr. 39) spadají, s výjimkou lokality Churchill, do intervalů průměrů polygonů navržených Slettenem et al. (2003). Případné chyby tohoto porovnání mohou být zapříčiněny vyšší cyklonální/anticyklonální aktivitou během zimního období v Arktidě než v Antarktidě, a proto i rozdílným počtem cyklů mrazového pukání permafrostu.

Výsledná velikost polygonů ledových klínů nevypovídá pouze o době vývoje polygonální sítě, ale také o ostatních environmentálních faktorech, což přispívá k nelinearitě vazby mezi velikostí polygonu a dobou jeho vývoje. Nejistoty růstu ledových klínů zobrazuje následující tabulka (Tab. 24) a dokumentuje tak odlišný růst ledových klínů v závislosti na čase.

Tab. 24: Měření průměrného růstu ledových klínů za rok. Zdroj Sletten et al., 2003^{Taylor valley} lokalita s polygony a klíny mladšími než 2000 let a zdroj Sletten et al., 2003^{Victoria valley} lokalita s polygony a klíny staršími než 12 000 let.

Zdroj	Přírůstek klínů (mm/rok)	Doba růstu (roky)	Šířka klínů (m)	Velikost polygonů (m)
Berg a Black, 1966	0,5-3,8			
Black, 1974	2			
Mackay, 1975	1-3			
Mackay a Burn, 2002	10-30	10		
Sletten et al., 2003 ^{Victoria valley}	0,2-0,3	>12 000	2-3	10-20
Sletten et al., 2003 ^{Taylor valley}	0,5-1	1 000-2 000	0,5-1	30-50
Bockheim et al., 2009		>117 000	0,5-3	9-16

Velikost zkoumaných polygonů v závislosti na maximálním možném stáří polygonálních sítí určeném na základě informací o výzdvihu mořských teras a ústupu zalednění je srovnatelná s publikovanými daty:

- průměr polygonů 10-20 m pro polygonální síť starší než 12 000 let, lokalita Victoria valley (Sletten et al., 2003) a průměr polygonů 9-16 m pro polygonální síť starší než 117 000 let, lokalita Beacon valley (Bockheim et al., 2009) versus 22-17 m pro polygonální síť ±15500 let staré, lokalita Inuvik a polygonální síť P1 na ostrově prince Patricka (tato práce).

- Naopak největší polygony se nachází v nejmladších polygonálních sítích. Průměr polygonů 30-50 m pro polygonální síť mladší než 2 000 let, lokalita Taylor valley (Sletten et al., 2003) versus polygony o průměru 37-42 m pro polygonální síť ± 3000 let staré, lokalita Rankin Inlet (tato práce).

Tato shoda poukazuje na obecnou platnost tohoto vztahu (s rostoucí dobou vývoje polygonální sítě pravděpodobně dochází ke zmenšování průměru polygonů ledových klínů).

6. 3. Klimatická podmíněnost polygonálních struktur

6. 3. 1. Vliv klimatu na rozměry polygonů

Moderní přístrojová měření (s intervaly v řádech minut) analyzující termální kontrakci permafrostu ve srovnání s teplotou vzduchu dokazují nezávislost tohoto procesu na absolutních teplotách vzduchu (Christiansen, 2005; Fortier a Allard, 2005). Ledové klíny ohraničují polygony a reprezentují místa v reliéfu, v nichž je lokalizováno mrazové pukání. Z tohoto důvodu jejich vyšší hustota (menší polygony) naznačuje více cyklů mrazového pukání. Vazba velikosti polygonů na absolutní teplotu vzduchu nebyla nalezena a takovou spojitost nepotvrzují ani studie přímo měřící frekvenci mrazového pukání v polygonech ledových klínů (např. Mackay, 1992). Proto, v souladu s Murton a Kolstrup (2003), velikost pseudomorfóz ledových a zemních klínů nevypovídá o určité teplotě vzduchu, ale pouze o přítomnosti permafrostu v oblastech výskytu těchto tvarů.

Na druhou stranu význačná a vysoká síla asociace mezi cyklonální frekvencí a velikostí polygonu dokládá závislost velikosti polygonů na synoptické situaci, jež kontroluje rapidní změny teploty vzduchu a následně tak i frekvenci mrazového pukání. Tato vazba byla hypoteticky naznačena v řadě publikací (např. Mackay a Burn, 2002; Christiansen, 2005; Fortier a Allard, 2005), ale do současné doby zůstala neprokázána.

Volba klimatických dat připadající měsíci prosinci a lednu (mocnost sněhové pokrývky a rychlost větru) odpovídá období s největší frekvencí termální kontrakce permafrostu, k němuž podle Fortiera a Allarda (2005) dochází ve 45 % případů v lednu. V rámci kanadské Arktidy obvykle začíná mrazové pukání na začátku prosince a kulminuje v lednu (Allard a Kasper, 1998). Naopak vyjádření teploty vzduchu prostřednictvím průměrné roční (MAAT) a průměrné zimní teploty vzduchu (MWT) vychází ze zavedených norem paleoklimatických rekonstrukcí, které popisují charakteristiky klimatu nejčastěji těmito údaji (např. Washburn, 1979). Porovnání morfologie polygonálních sítí s MAAT a MWT je proto výhodné pro srovnání s ostatními studiemi a pro aplikaci výsledků v paleogeografických rekonstrukcích.

6. 3. 2. Vliv klimatu na stupeň pravidelnosti polygonů

Geometrii polygonů analyzovaných polygonálních sítí výrazně předurčuje mocnost sněhové pokrývky, přičemž tento regresní vztah má negativní podobu (Obr. 36). Z grafu vyplývá, že se vzrůstající mocností sněhové pokrývky narůstá protažení polygonů a taktéž se snižuje jejich pravidelnost vyjádřená poměrem os. Ze statistické analýzy zkoumající korelaci mezi poměrem os a mocností sněhu v jednotlivých měsících vyplývá, že tato vazba je nejsilnější v prosinci, což odpovídá počátku mrazové pukání v Arktidě v tomto měsíci a jeho největší četnosti na přelomu prosince a ledna (Allard a Kasper, 1998).

Zjištěným výsledkům o vzrůstu pravidelnosti polygonů s poklesem mocnosti sněhové pokrývky odpovídají data z polygonálních sítí v oblasti Adventdalen v souostroví Svalbard (Ulrich et al., 2011), kde mediány poměrů os polygonů dosahují 0,79 (n=185), 0,72 (n=241), 0,75 (n=103) a 0,77 (n=159) při mocnosti sněhové pokrývky v prosinci ± 10 cm (Christiansen, 2005). Při začlenění dat ze Svalbardu do použitého lineárního regresního modelu, který porovnává poměr os polygonů versus mocnost sněhové pokrývky v prosinci (Obr. 36), dochází k nárůstu Pearsonova korelačního koeficientu (signifikantní na hladině 0,05) z -0,69 na -0,74 a koeficientu determinace z 0,47 na 0,55. Vliv sněhové pokrývky na pravidelnost polygonů nebyl v předchozích pracích zkoumán.

Vliv sněhové pokrývky na mrazové pukání by mohl být ovlivněn mikrotopografií polygonální sítě a to z pohledu hloubky úžlabí nad ledovým klínem. Podle Burna (2005) vývoj ledového klínu a s ním spojené prohlubování nadložní deprese zvyšuje akumulaci sněhu v těchto depresích (tzn. starší a objemnější klíny pukají s menší frekvencí vlivem jejich izolace akumulovaným sněhem). Přímým šetřením vztahu hloubky úžlabí nad zemním klínem vůči objemu zachytávaného sněhu došel k obdobnému závěru jako Burn (2005) i Bockheim et al. (2009) pro polygony zemních klínů v Antarktidě.

Výsledky této práce a předpoklady Burna (2005) a Bockheima et al. (2009) naznačují obecnou platnost závislosti pravidelnosti a poměru os polygonů ledových klínů na mocnosti sněhu a to v Arktidě i v Antarktidě.

6. 3. 3. Protažení polygonů v závislosti na převládajícím směru větru

Převládající protažení polygonů v rámci polygonálních sítí se ve většině případů shoduje s převládajícím zimním směrem větru. Tento efekt zatím nebyl v žádné studii zabývající se polygonálními strukturami ledových klínů popsán. Přesto se ukazuje velký geomorfologický účinek větru v Arktidě včetně vlivu na protažení jezer v oblastech tundry (Carson a Hussey, 1962). V případě protažení arktických jezer se jedná o erozní působení vln (pohybujících se

společně s převládajícím směrem větru), které destruuji na ně kolmý břeh a protahují tak osu jezera v převládajícím směru větru (Carson a Hussey, 1962).

Mechanismus působení větru na protažení polygonů není zřejmý. V Antarktidě bylo dokázáno větrem zapříčiněné zvýšené ukládání sněhu v depresích ohraničujících polygony zemních klínů oproti vnitřním částem polygonů (Bockheim et al., 2009) a ke stejnému efektu dochází i v případě ledových klínů v Arktidě (Burn, 2005). Pozorované protažení polygonů by tedy mohlo být projevem redistribuce sněhu a diferencované mocnosti sněhové pokrývky v rámci polygonální sítě, čímž by různé části povrchu byly odlišně tepelně izolovány sněhem.

Hypoteticky by mohla orientace jednotlivých úžlabí ledových klínů vzhledem k převládajícímu směru větru zapříčiňovat ukládání sněhu v úžlabích kolmých na směr větru a naopak vyvátí sněhu z úžlabí ledových klínů orientovaných podélně se směrem větru. Podélně orientovaná úžlabí ledových klínů by tak umožňovala vyšší frekvenci mrazového pukání z důvodu menší mocnosti sněhové pokrývky.

6. 3. 4. Morfologická odlišnost polygonálních sítí ve vazbě na klimatickou oblast

Přestože, morfologie polygonálních sítí ledových klínů byla analyzována v různých klimatických oblastech: polární zóna (např. Haltigin, 2010); subpolární zóna (např. Ulrich et al., 2011); paleoperiglaciální zóna mírných zeměpisných šířek (např. Nyplová, Křížek, 2010); rozdíly jejich geometrie v jednotlivých klimatických pásích nejsou známy (Plug a Werner, 2002).

Paradoxně, rozdíly polygonálních sítí v závislosti na klimatických oblastech vyjádřených zeměpisnou výškou známe lépe z planety Mars (Mangold, 2005). Marsovská kategorizace polygonálních struktur vychází z jejich rozměrů a podoby mrazových puklin.

Obdobná klasifikace polygonů do klimatických oblastí na Zemi zatím chybí, přestože polygony se signifikantně liší z pohledu velikosti i pravidelnosti. Polygony vysoké Arktidy (souostroví Canadian Arctic Archipelago) se vyznačují mediánovou velikostí v rozmezí 24,9 - 23,7 m a mediánovým poměrem os 0,728 – 0,698, zatímco mediánová velikost a poměr os polygonů subpolární zóny (klimatický typ Dfd podle Köppena) se pohybuje v rozmezí 21,7 – 20,7 m respektive 0,688 – 0,668 (všechny intervaly značí 95 % interval spolehlivosti).

Polygony pseudoforem ledových klínů nacházejících se v České republice mají rozsah velikostí od 3 do 25 m ($n = 394$) a průměr jejich velikostí je $10,6 \pm 4,3$ m (Nyplová, Křížek, 2010). Při porovnání se současnými klimatickými oblastmi Arktidy se polygonální sítě Polabí svými rozměry nejvíce blíží marinní Arktické oblasti s průměrnou velikostí $21,2 \pm 7,3$ m (Obr.

43). Takovéto porovnání je poměrně problematické z důvodu vývoje polygonálních sítí v Polabí za podmínek odlišných recentním.

6. 4. Souhrnný vliv environmentálních faktorů na morfologii polygonů

6. 4. 1. Rozměry polygonů

Na základě vícerozměrných statistických metod se mezi nejvýznamnější faktory určující velikost polygonu řadí: doba vývoje polygonální sítě, počet cyklón (frekvence mrazového pukání) a teplota vzduchu (průměrná zimní teplota vzduchu – MWT). Vliv těchto faktorů se podílí na variabilitě polygonů v polygonálních sítích z 18 %, resp. 17,8 % a 16,1 %.

Primární vliv faktoru „doby vývoje polygonální sítě“ na velikost polygonů souhlasí s výzkumy z Antarktidy (Sletten et al., 2003; Bockheim et al., 2009). Naopak, faktor „počet cyklón“ za důležitý činitel považují studie z arktické oblasti (Mackay a Burn, 2002; Christiansen, 2005; Fortier a Allard, 2005), (pozn. tyto práce používají termín synoptická aktivita). Výsledky předložené diplomové práce dokumentují téměř identický vliv obou výše zmíněných faktorů (18 % versus 17,8 %), což není v rozporu se zmíněnými výzkumy.

„Teplota vzduchu“ (podíl 16,1 %) se obecně nepovažuje za hlavní faktor určující morfologii polygonů (např. French, 2007), ale ve spojitosti s „mocností sněhové pokrývky“ (podíl 14,9 %), která funguje jako izolant povrchu a „rychlostí větru“ (podíl 14,8 %), jež při vyšších rychlostech odvívá sníh, má značný vliv na rozměry polygonů ledových klínů. Obdobná interakce mezi reliéfem polygonální sítě, sněhem a větrem byla popsána v Antarktidě (Bockheim et al., 2009) a více faktorový vliv na morfologii polygonálních struktur odpovídá zjištěním Uxy (2011) pro strukturní půdy Krkonoš. Vliv „zrnatosti substrátu“ a „vzdálenosti vodní plochy“ na velikost polygonů nebyly v žádné publikaci popsány a i podle výsledků této práce mají minimální vliv.

Provedené statistické analýzy vlivu environmentálních faktorů na morfologii polygonů jsou založeny na dvou odlišných typech dat. Bodová data (data teploty vzduchu z meteorologických stanic a polygonální morfologická data) se vyznačují přesností a možné chyby vyplývají pouze z nejistot přístrojového měření a mapování. Z důvodu relativní neprobádanosti většiny oblastí Arktidy tato práce pracuje také s plošnými daty, které jsou založeny na interpolaci z bodových měření: typ a zrnitost sedimentu; počet cyklón; a částečně i mocnost sněhové pokrývky, jelikož tu charakterizuje značná variabilita a to i na malé ploše. Plošná data jsou kromě nejistot přístrojového měření postižena také nejistotami vyplývající z interpolace a přiřazení určité hodnoty místu, v kterém přístrojové měření přímo neproběhlo. Kromě plošných a bodových dat tato diplomová práce počítá také s maximálním stářím

určeným na základě radiokarbonového datování, u něhož mohou navíc chyby vzniknout například porovnáváním radiokarbonových dat vypočtených v současné době a těch před 20 a více roky. Z porovnání bodových a plošných dat vyplývá menší robustnost plošných dat, což relativizuje vlastní výsledky ve vztahu k charakteristikám, které jsou méně proměnlivé jako teplota nebo morfologické parametry polygonů ledových klínů. Tyto závěry obdobně platí i pro následující kapitolu diskutující pravidelnost polygonů ve vztahu k environmentálním faktorům.

6. 4. 2. Stupeň pravidelnosti polygonů

Použitý statistický model vysvětluje variabilitu poměrů os polygonů pouze z 86,5 % a naznačuje tak zatím nepoznaný faktor ovlivňující protaženost polygonů. Ve vědecké literatuře nepanuje shoda o příčinách protažení polygonů ledových klínů, přičemž podle předložených hypotéz jsou polygony protažené: ve směru sklonu svahu (Ulrich et al., 2011); ve směru převládajícího směru větru (Kysilka, 2010); paralelně s břehovou čarou (Lachenbruch, 1966); chaoticky (Mackay, 1992); v závislosti na stupni jejich vývoje (např. Sletten et al., 2003); nebo podél nehomogenit substrátu.

Porovnání protažení polygonů v polygonálních sítích s převládajícím zimním směrem větru (kapitola 5. 2.) indikuje vzájemnou vazbu a doplňuje chybějící faktor (směr větru určen azimutem, a proto nemohl být zařazen do statistického modelu). Tento závěr odpovídá i vlivu faktorů „rychlost větru“ (podíl 15,1 %) a „mocnost sněhové pokrývky“ (podíl 12,2 %), neboť existuje jejich vzájemná vazba (Bockheim et al., 2009).

Pravidelnost polygonů, ale primárně determinuje „zrnitost substrátu“ - speciálně jemnozrný substrát (podíl 21,8 %), jelikož jeho marinní nebo lakustrinní původ zaručuje vyšší homogenitu oproti hrubozrným sedimentům. Faktory „počet cyklón“ (podíl 11,4 %) a „doba vývoje“ (podíl 8,2 %) souhrnně udávají stupeň vývoje polygonální sítě, ale jejich relativně malý vliv odpovídá zjištěním popsáním v literatuře, která je nepovažuje za primární (Bockheim et al., 2009).

Podle Ulricha et al. (2011) dochází k protažení polygonálních struktur na Marsu ve směru sklonu svahu, ale toto pozorování nelze porovnat se zkoumanými arktickými oblastmi, neboť vhodná data nejsou k dispozici. V případě předpokladu závislosti sklonu na nadmořské výšce by sklon svahu objasňoval 10,5 % variability poměrů os (viz. faktor „nadmořská výška“).

Taktéž se nepotvrdila paralelní protaženost polygonů podél břehové čáry vodních ploch, což odporuje předpokladům Lachenbrucha (1966), ale potvrzuje předchozí zjištění této práce.

K zaznamenání morfologických změn polygonů v závislosti na vzdálenosti vodní plochy bylo zvoleno rozdělení vzdálenosti od vodní plochy tak, aby v každé lokalitě první polygonální síť bezprostředně přiléhala k vodní ploše, druhá ležela ve vzdálenosti ± 300 m od vodní plochy a třetí ve vzdálenosti více než 500 m od vodní plochy. Tímto způsobem byl zjištěn vliv vodní plochy na morfologii polygonů až do vzdálenosti 500 m, jelikož délka strany čtverce pro mapování polygonů je 200 m. Lachenbruch (1966) popsal protažení polygonů ve směru břehové čáry už pro polygony bezprostředně nasedající na břehovou čáru. Z tohoto důvodu je v této práci zvolené rozdělení vzdáleností od vodní plochy vhodné pro zaznamenání morfologických změn, ale nejistým je potřebný objem vodních ploch.

6. 4. 3. Vzdálenost vodní plochy a průběh břehové čáry

Orientace primárních mrazových puklin by měla teoreticky (na základě vysoké tepelné kapacity vody) v blízkosti recentních nebo dřívějších vodních ploch probíhat paralelně s břehovou čarou (Lachenbruch, 1966). Morfologie polygonálních sítí odpovídající popsanému efektu byla v odborné literatuře popsána (French, 2007), ale její reálný výskyt stejně tak jako potřebný objem a teplota vodních ploch nejsou známy. Tato studie za účelem určení těchto veličin porovnávala azimut protažení polygonů v polygonálních sítích vůči orientaci břehové čáry vodních ploch různého typu, ale protažení polygonů ve směru břehové čáry se v žádné polygonální síti nepotvrdilo. Proto vliv vodních ploch na morfologii polygonů ledových klínů neplatí obecně.

7. Závěry

Výsledky této studie v některých bodech přinášejí zcela nové poznatky. Provedená morfometrická analýza polygonálních sítí ledových klínů severoamerické arktické zóny ukázala, že:

- a) Rozměry polygonů závisí na synoptické situaci. Velikost polygonů vzrůstá s rostoucím počtem cyklonálních situací.
- b) Mocnost sněhové pokrývky determinuje geometrii polygonálních sítí. Se vzrůstající mocností sněhové pokrývky se snižuje počet stran polygonu a vzrůstá protažení polygonů o $0,0029 \pm 0,0006$ na 1 cm sněhu (zahrnuje i data Ulricha et al., 2011 ze Svalbardu).
- c) Většina polygonů je protažena ve směru převládajícího zimního směru větru.

- d) Protažení polygonů pravděpodobně determinuje interakce sněhu a větru, jelikož vítr redistribuje sníh a určuje tak mocnost sněhové pokrývky v různých částech polygonální sítě. Nebyla nalezena závislost na rychlosti větru.
- e) Zrnitost (mrazová susceptibilita horninového substrátu) nemá vliv na geometrii polygonálních sítí. Rozměry i pravidelnost polygonů se signifikantně neliší v jemnozrnných a hrubozrnných substrátech.
- f) Rozměry polygonů se liší podle výškové členitosti polygonů. Polygony s vysoko položeným středem mají větší délku hlavní osy (medián = 25,6 m) než polygony s nízko položeným středem (medián = 19,4 m). Nicméně v oblasti vysoké Arktidy převažují (z důvodu aridity klimatu) polygony s vysoko položeným středem, a proto délka hlavní osy polygonu závisí také na poloze v klimatickém regionu Arktidy.
- g) Polygony v odlišných klimatických regionech Arktidy se morfologicky odlišují. Interval spolehlivosti délky hlavní osy a poměru os polygonů ve vysoké Arktidě (klimatická zóna ET podle Köppena) se pohybuje v rozmezí 24,9 - 23,7 m a 0,728 - 0,698, zatímco pro polygony marinní subpolární zóny (klimatický typ Dfd podle Köppena) nabývá 21,7 - 20,7 m a 0,688 - 0,668. Arktická kontinentální oblast vytváří mezistupeň odlišných polygonálních struktur pro obě hlavní oblasti. Tyto rozdíly mohou být použity v některých oblastech mírných šířek pro paleoklimatické rekonstrukce pleistocenních podmínek.

Kromě těchto nových poznatků některé výsledky provedených analýz potvrzují závěry předchozích výzkumů provedených na stejných tvarech, ale v jiných oblastech:

- h) Velikost polygonů se nejčastěji pohybuje mezi 12,9 m - 34,2 m (v souladu s Kysilka, 2010).
- i) V polygonálních sítích převládají ortogonální a pentagonální polygony (v souladu s Plug a Werner, 2008).
- j) Rozměry polygonů odpovídají Lewisovu zákonu. Velikost polygonů narůstá se vzrůstajícím počtem stran (v souladu s Pina et al., 2008).
- k) Geometrie polygonů závisí na době vývoje polygonální sítě (v souladu s Bockheim et al., 2009). Rozměry polygonů se snižují s prodlužující se dobou jejich vývoje o 0,7 m za 1000 let. Rozměry polygonů pseudomorfóz ledových klínů středních zeměpisných šířek lze proto využít pro určení délky období, po které existovaly vhodné klimatické podmínky pro mrazové pukání permafrostu (průměrná roční teplota vzduchu menší než -2°C/-6°C).

- l) Primární mrazové pukliny většiny polygonálních sítí severoamerické Arktidy nejsou orientovány paralelně s břehovou čarou vodních ploch (v souladu s Mackay, 1992).
- m) Mediánovou velikost polygonů polygonálních sítí determinuje: doba vývoje polygonální sítě (18 %), frekvence zimní cyklonální aktivity (17.8 %) a průměrná zimní teplota vzduchu (16.1 %).
- n) Mediánový poměr os (pravidelnost) polygonů v polygonální síti závisí na: zrnitosti substrátu (21.8 %), zimní rychlosti větru (15.1 %) a mocnosti sněhové pokrývky (12.2 %).

Hodnota těchto výsledků spočívá v možnosti použití podílu vlivu jednotlivých environmentálních faktorů jako koeficientů v počítačových modelech vývoje polygonálních sítí recentních ledových klínů nebo polygonálních sítí pseudomorfóz ledových klínů střední Evropy.

8. Seznam použitých zdrojů

Použitá literatura

- AITKEN, Q. W. (1965). Ground Temperature Observations Kotzebue, Alaska. U. S. Army corps of engineers, Technical report 108.
- ALLARD, M., KASPER, J. N. (1998). *Temperature conditions for ice-wedge cracking: field measurements from Salluit, northern Québec*. In Lewkowicz, A. G., Allard, M. (eds.). Permafrost, Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada. Québec: Centre d'études nordiques (Université Laval). Nordica, 57, s. 5-11.
- BALLANTYN, C. K. (2007). *Periglacial Landforms/Patterned Ground*. In Elsevier B. V. Encyclopedia of Quaternary Science, 2600 s.
- BARANOV, I. Ya. (1959). *Geographical distribution of seasonally frozen ground and permafrost*. Ottawa, 1964: National Research Council of Canada, Technical Translation, 1121.
- BELL, T. (1996). *The last glaciation and sea level history of Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Canadian High Arctic*. Canadian Journal of Earth Sciences, 33, s. 1075-1086.
- BENSE, V., FERGUSON, G., KOOI, H. (2009). *Evolution of shallow groundwater flow systems in areas of degrading permafrost*. Geophysical Research Letters, 36.
- BERG, T. E., BLACK, R. F. (1966). *Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica*. In Tedrow, J.C.F. (ed.). Antarctic Soils and Soil-Forming Processes. Washington DC: American Geophysical Union, s. 61-108.
- BLACK, R. F. (1969). *Climatically significant fossil periglacial phenomena in northcentral United States*. Biuletyn Peryglacjalny, 20, s. 225-238.
- BLACK, R. F. (1973). *Growth of patterned ground in Victoria Land, Antarctica*. Permafrost: The North American Contribution to the Second International Conference, Yakutsk, USSR. Washington DC: National Academy of Science, publication 2115, s. 193-203.
- BLACK, R. F. (1974). *Ice-wedge polygons of northern Alaska*. In Coates, D. R. (Ed.). *Glacial Geomorphology*. Binghamton: State University of New York, s. 247-275.

- BLACK, R. F. (1976). *Periglacial features indicative of permafrost: Ice and soil wedges*. Quaternary Research, 6, s. 3-26.
- BOCKHEIM, J. G., KURZ, M. D., SOULE, A. S., BURKE, A. (2009). *Genesis of Active Sand-filled Polygons in Lower and Central Beacon Valley, Antarctica*. Permafrost and Periglacial Processes, 20, s. 295-308.
- BRIDGES, E. M. (1990). *World Geomorphology*. Cambridge: Cambridge University Press, 272 s.
- BROWN, R.J.E. (1960). *The distribution of permafrost and its relation to air temperature in Canada and the USSR*. Arctic, 13, s. 163-177.
- BROWN, R.J.E. (1970). *Permafrost in Canada*. Toronto: University of Toronto Press, 234 s.
- BURN, C. R. (1990). *Implications for palaeoenvironmental reconstruction of recent ice-wedge development at Mayo, Yukon Territory*. Permafrost and Periglacial Processes, 1, s. 3-14.
- BURN, C. R. (2007). *Periglacial Landforms/Permafrost*. In Elsevier B. V. Encyclopedia of Quaternary Science, 2600 s.
- BURN, C. R., MACKAY, J. R., KOKELJ, S. V. (2009). *The Thermal Regime of Permafrost and its Susceptibility to Degradation in Upland Terrain near Inuvik, N.W.T.*. Permafrost and Periglacial Processes, 20, s. 221-227.
- CARSON, C., HUSSEY, K. (1962). *The oriented lakes of arctic Alaska*. Journal of Geology, 70, 4.
- COTTER, R. C., HINES, J. E. (2001). *Breeding Biology of Brant on Banks Island, Northwest Territories, Canada*. Arctic, 54, s. 357-366.
- CHRISTENSEN, L. (1974). *Crop-marks revealing large-scale patterned ground structures in cultivated area, Jutland, Denmark*. Boreas, 3, s. 153-180.
- CHRISTIANSEN, H. H. (2005). *Thermal regime of ice-wedge cracking in Adventdalen, Svalbard*. Permafrost and Periglacial Processes, 16, s. 87-98.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., MOLLER, J., LANGWAY, C. C. (1969). *One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet*. Science, 166, s. 377-381.
- DELISLE, G. (1998). *Numerical simulation of permafrost growth and decay*. Journal of Quaternary Science, 13, s. 325-333.
- DIJKMANS, J. W. A. (1989). *Frost wedges in an eolian sand sheet near Sondre Stromfjord, West Greenland, and the palaeoenvironmental implications*. Zeitschrift für Geomorphologie, 33, s. 339-353.
- DREDGE, L. A. (1992). *Field guide to the Churchill region, Manitoba- Glaciations, sea level changes, permafrost landforms, and archeology of the Churchill and Gillam areas*. Geological Survey of Canada, miscellaneous report 53.
- DOBROWOLSKI, A. B. (1923). *Historia naturalna lodu*. Warszawa, 940 s.
- DOSTOVALOV, B. N., POPOV, A. I. (1966). *Polygonal systems of ice-wedges and conditions of their development*. In National Academy of Science. Permafrost International Conference Proceedings, Lafayette, Indiana. National Research Council publication 1287, s. 102-105.
- DYKE, A. S. (1996). *Preliminary paleogeographic maps of glaciated North America*. Geological Survey of Canada, Openfile 3296.
- DYLIK, J. (1966). *Problems of ice wedge structure and frost fissure polygons*. Biuletyn Peryglacjalny, 15, s. 241-291.

- FAIRBRIDGE, R. W. (ed.)(1968). *The Encyclopedia of Geomorphology*. 1. vydání. New York: Reinhold., 1296 s.
- FORTIER, D., ALLARD, M. (2004). *Late Holocene syngenetic ice-wedge polygons development, Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago*. Canadian Journal of Earth Sciences, 41, s. 997-1012.
- FORTIER, D., ALLARD, M. (2005). *Frost-cracking conditions, Bylot Island, Eastern Canadian Arctic Archipelago*. Permafrost and Periglacial Processes, 16, s. 145-161.
- FORTIER, D., ALLARD, M., PIVOT, F. (2006). *A late-Holocene record of loess deposition in ice-wedge polygons reflecting wind activity and ground moisture conditions, Bylot Island, eastern Canadian Arctic*. The Holocene, 5, s. 635-646.
- FORTIER, D., ALLARD, M., SHUR, Y. (2007). *Observation of Rapid Drainage System Development by Thermal Erosion of Ice Wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago*. Permafrost and Periglacial Processes, 18, s. 229-243.
- FRENCH, H. M. (2007). *The Periglacial Environment*. 3. vydání. Chichester: John Wiley & Sons, 458 s.
- FRENCH, H. M. (1996). *The Periglacial Environment*. 2. vydání. London: Longman, 341 s.
- FRENCH, H. M. (1970). *Soil temperatures in the active layer, Beaufort Plain*. Arctic, 23, s. 229-239.
- FRENCH, H. M., GOZDZIK, J. (1988). *Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Belchatow, Poland*. Canadian Journal of Earth Sciences, 25, s. 2017-2027.
- GAJEWSKI, K., MOTT, R., RITCHIE, J., HADDEN, K. (2000). *Holocene Vegetation History of Banks Island, Northwest Territories, Canada*. Canadian Journal of Botany, 78, s. 430-436.
- GELL, A. (1974). *Some observations on ice in the active layer and in massive ice bodies, Tuktoyaktuk coast, NWT*. Canada Geological Survey Paper, 74-I, Part A.
- GHYSELS, G., HEYSE, I. (2006). *Composite-wedge Pseudomorphs in Flanders, Belgium*. Permafrost and Periglacial Processes, 17, s. 145-161.
- GOUDIE, A. S. (ed.)(2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. 1. vydání. London: Routledge, Ltd., 1156 s.
- HARRIS, C., MURTON, J. B., DAVIES, M. C. R. (2005). *An analysis of mechanisms of ice-wedge casting based on geotechnical centrifuge simulations*. Geomorphology, 71, s. 328-343.
- HARRY, D. G., FRENCH, H. M., POLLARD, W. H. (1985). *Ice wedges and permafrost conditions near King Point, Beaufort Sea coast, Yukon Territory*. Geological Survey of Canada, paper 85-1A, s. 111-116.
- HALTIGIN, T. (2010). *Interpreting polygonal terrain network arrangements on Earth and Mars using spatial point patterns*. McGill University, Montréal, Department of Geography: doktorská práce, 189 s.
- HINZMAN, L., GOERING, D., KANE, D. (1998). *A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth thaw in permafrost regions*. Journal of Geophysical Research, 103, D22, s. 28975 – 28991.
- HOBBS, P. V. (1974). *Ice Physics*. Oxford: Clarendon Press, 837 s.
- HODGSON, D. A., TAYLOR, R. B., FYLES, J. G. (1994). *Late quaternary sea level changes on Brock and Prince Patrick Islands, Western Canadian Arctic Archipelago*. Géographie physique et Quaternaire, 48, 1, s. 69-84.
- HOPKINS, D. (1972). *The paleogeography and climatic history of Beringia during late Cenozoic time*. International Journal of Arctic and Nordic Studies, 12, s. 121-150.
- HOPKINS, D. M., KARLSTROM, T. D. (1955). *Permafrost and ground water in Alaska*. United States Geological Survey, professional paper 264-F, s. 113-146.

- ISAEV, V. S., ABRAMENKO, O. N. (2003). *Demonstration of polygonal ice-wedges terrain on the Tazovsky Peninsula in the Western Siberia and some polygonal patterns on the Mars*. Microsymposium on Comparative Planetology, 38 (MS001).
- JOHNSEN, S. J., DAHL-JENSEN, D., DANSGAARD, W., GUNDESTRUP, N. (1995). *Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles*. Tellus, 47B, s. 624-629.
- JUDGE, A. S. (1973). *Deep temperature observations in the Canadian North*. North American Contribution, Permafrost Second International Conference, Yakutsk.
- KARTE, J., LIEDTKE, H. (1981). *The Theoretical and practical definition of the term "periglacial" in its geographical and geological meaning*. Biuletyn Periglacialny, 28, s. 123-135.
- KASSE, C., VANDENBERGHE, J. (1998). *Topographic and Drainage Control on Weichselian Ice-Wedge and Sand-Wedge Formation, Vennebrügge, German-Dutch Border*. Permafrost and Periglacial Processes, 9, s. 95-106.
- KASPER, J. N., ALLARD, M. (2001). *Late Holocene climatic changes as detected by the growth and decay of ice wedges on the southern shore of Hudson Strait, northern Québec, Canada*. The Holocene, 11, s. 563-577.
- KATASONOV, E. M. in BROWN, R. J. E. (1967). *Comparison of permafrost conditions in Canada and the USSR*. Polar Record, 13, s. 742.
- KATAYAMA, T. et al. (2007). *Phylogenetic Analysis of Bacteria Preserved in a Permafrost Ice Wedge for 25,000 Years*. Applied and Environmental Microbiology, 73, 7, s. 2360-2363.
- KAUFMAN, D. et al. (2004). *Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180° W)*. Quaternary Science Reviews, 23, s. 529–560.
- KIMBLE, J. (2004). *Cryosols: permafrost affected soils*. Berlin: Springer, 726 s.
- KŘÍŽEK, M., KYSILKA, T., NYPLOVÁ, P. (2011). *Ledové klíny a jejich vztah ke klimatu*. Geografické rozhledy, 20, 5, s. 28-29.
- KYSILKA, Tomáš (2010). *Morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů arktické zóny*. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta: bakalářská práce, 57 s.
- KYSILKA, T., KŘÍŽEK, M. (2011). *Morphology of the ice-wedge polygons on the Banks Island, Canadian Arctic* [poster]. Asociace českých geomorfologů.
- LACHENBRUCH, A. H. (1962). *Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost*. Baltimore (Maryland): Geological Survey of America, Special Paper 70.
- LACHENBRUCH, A. H. (1966). *Contraction theory of ice-wedge polygons: a qualitative discussion*. In National Research Council of Canada publication 1287. Permafrost International Conference Proceedings. Washington DC: National Academy of Sciences, s. 63-71.
- LAWRENCE, J. R., WHITE, J. W. C. (1991). *The elusive climate signal in the isotopic composition of precipitation*. In The Geochemical Society. A Tribute to Samuel Epstein. 3, s. 169-185.
- LAWRENCE, D., SLATER, A. (2005). *A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century*. Geophysical Research Letters, 32, 24.
- LEVY, J. S., HEAD, J. W., MARCHANT, D. R., (2008). *The role of thermal contraction crack polygons in cold-desert fluvial systems*. Antarctic Science, 20, 6, s. 565-579.

- LEVY, J. S., HEAD, J. W., MARCHANT, D. R., (2009). *Thermal contraction crack polygons on Mars: Classification, distribution, and climate implications from HiRISE observations*. Journal of Geophysical Research, 114.
- LEVY, J. S., MARCHANT, D. R., HEAD, J. W. (2010). *Thermal contraction crack polygons on Mars: A synthesis from HiRISE, Phoenix, and terrestrial analog studies*. Icarus, 206, s. 229-252.
- LING, F., ZHANG, T. (2004). *A numerical model for surface energy balance and thermal regime of the active layer and permafrost containing unfrozen water*. Cold Regions Science and Technology, 38, s. 1-15.
- MACKAY, J. R. (1975). *The closing of ice-wedge cracks in permafrost, Garry Island, Northwest Territories*. Canadian Journal of Earth Science, 12, s. 1668-1674.
- MACKAY, J. R. (1982). *Active-layer growth, Illisarvik experimental drained lake site, Richards Island, Northwest Territories*. Geological Survey of Canada, 82-1A, s. 123-126.
- MACKAY, J. R. (1983). *Downward water movement into frozen ground, western Arctic Coast, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, s. 120-134.
- MACKAY, J. R. (1990). *Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges*. Permafrost and Periglacial Processes, 1, s. 15-29.
- MACKAY, J. R. (1992). *The frequency of ice-wedge cracking (1967-1987) at Garry Island, western Arctic coast, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 29, s. 236-248.
- MACKAY, J. R. (1992). *Active layer changes (1968 to 1993) following the forest-tundra fire near Inuvik, N. W. T., Canada*. Arctic and Alpine Research, 27, s. 323-336.
- MACKAY, J. R. (1993). *Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, western Arctic Coast*. Canadian Journal of Earth Sciences, 30, s. 1720-1729.
- MACKAY, J. R. (1999). *Periglacial Features Developed on the Exposed Lake Bottoms of Seven Lakes that Drained Rapidly after 1950, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada*. Permafrost and Periglacial Processes, 10, s. 39-63.
- MACKAY, J. R. (2000). *Thermally induced movements in ice-wedge polygons, western arctic coast: a long term study*. Géographie Physique et Quaternaire, 54, s. 41-68.
- MACKAY, J. R. (2007). In FRENCH, H. M. (2007). *The Periglacial Environment*. 3. vydání. Chichester: John Wiley & Sons, 458 s.
- MACKAY, J. R., BURN, C. R. (2002). *The first 20 years (1978-1979 to 1998-1999) of active layer development, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, 39, s. 1657-1674.
- MANGOLD, N. (2005). *High latitude patterned ground on Mars: Classification, distribution and climatic control*. Icarus, 174, s. 336-359.
- MARGESIN, R. (ed.) (2009). *Permafrost Soils*. 1. vydání. Berlin: Springer-Verlag, 348 s.
- MATSUOKA, N., HIRAKAWA, K. (2000). *Solifluction resulting from one-sided and two-Sided freezing: field data from Svalbard*. Polar Geoscience, 13, s. 187-201.
- MELOUN, M., MILITKÝ, J. (2002). *Kompéndium statistického zpracování dat*. 1. vydání. Praha: Academia, 766 s.
- MCCULLOCH, D., TAYLOR, D., RUBIN, M. (1965). *Stratigraphy, Non-Marine Mollusks, and Radiometric Dates from Quaternary Deposits in the Kotzebue Sound Area, Western Alaska*. The Journal of Geology, 73, 3, s. 442-453.

- MEYER, H., DEREVIAGIN, A., SIEGERT, CH., SCHIRRMESTER, L., HUBBERTEN, W. (2002). *Palaeoclimate Reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia-Hydrogen and Oxygen Isotopes in Ice Wedges*. Permafrost and Periglacial Processes, 13, s. 91-105.
- MICHEL, F. (1990). *Isotopic composition of ice-wedge ice in northwestern Canada*. Nordicana, 54, s. 5-9.
- MURTON, J. (2007). *Periglacial Landforms/Ice Wedges and Ice Wedge Casts*. In Elsevier B. V. Encyclopedia of Quaternary Science, 2600 s.
- MURTON, J., BATEMAN, D. (2007). Syngenetic sand veins and anti-syngenetic sand wedges, Tuktoyaktuk coastlands, western arctic Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 18, s. 33-47.
- MURTON, J., FRENCH, H. M. (1993). *Thaw modification of frost-fissure wedges, Richards Island, Pleistocene Mackenzie Delta, western Arctic Canada*. Journal of Quaternary Science, 8, s. 185-196.
- MURTON, J., KOLSTRUP, E. (2003). *Ice wedge casts as indicators of palaeotemperatures: precise proxy or wishful thinking?*. Progress in Physical Geography, 2, s. 155-170.
- NOSEK, M. (1972). *Metody v klimatologii*. Academia, Praha, 433 s.
- NYPLOVÁ, P., KRÍŽEK, M. (2010). *Morphometric analysis of polygonal patterns of wedge casts in the Bohemian Cretaceous Basin*. In: KRÍŽEK, M., NYPLOVÁ, P., VOČADLOVÁ, K., BORSKÁ, J. (eds.). *Geomorfologický sborník 9*. Praha: Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, s. 42-43.
- O'NEIL, J., CARLSON, R., FRANCIS, D., STEVENSON, R. (2008). *Neodymium-142 Evidence for Hadean Mafic Crust*. Science, 321, s. 1828-1831.
- PÉWÉ, T. L. (1959). *Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound region, Antarctica; A progress report*. American Journal of Science, 257, s. 545-552.
- PÉWÉ, T. L. (1966). *Ice wedges in Alaska-classification, distribution and climatic significance*. In National Research Council of Canada publication 1287. Permafrost, International Conference Proceedings. Washington DC: National Academy of Sciences, s. 76-81.
- PÉWÉ, T. L. CHURCH, R. E., ANDRESEN, M. J. (1969). *Origin and paleoclimatic significance of large-scale patterned ground in the Donnelly Dome Alaska*. Boulder (Colorado): Geological Society of America, 103.
- PINA, P., et al. (2008). *Polygonal terrains on Mars: A contribution to their geometric and topological characterization*. Planetary and Space Science, 56, s. 1919-1924.
- PLUG, L. J., WERNER, B. T. (2002). *Nonlinear dynamics of ice-wedge networks and resultant sensitivity to severe cooling events*. Nature, 417, s. 929-933.
- PLUG, L. J., WERNER, B. T. (2008). *Modelling of Ice-wedge Networks*. Permafrost and Periglacial Processes, 19, s. 63-69.
- PORSILD, A. E. (1955). *The vascular plants of the western Canadian Arctic Archipelago*. Ottawa: National Museum of Canada, Bulletin No. 135, Biological Series, 45.
- ROMANOVSKII, N. N. (1973). *Regularities in formation of frost-fissures and development of frost fissure polygons*. Biuletyn Periglacialny, 23, s. 237-277.
- ROMANOVSKII, N. N. (1985). *Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR*. In CHURCH, M., SLAYMAKER, O. (eds.). *Field and Theory; Lectures in Geocryology*. Vancouver: University of British Columbia Press, s. 154-165.
- SEKYRA, J. (1957). *Kvartér severozápadního výběžku Železných hor (Das Quartär im NW-Ausläufer des Eisengebirges)*. Anthropozoikum, 6, s. 173-192.

- SEKYRA, J. (1960). *Působení mrazu na půdu*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství československé akademie věd, 164 s.
- SERREZE, M., BARRY, R. (2005). *The arctic climate system*. Cambridge: Cambridge University Press, 402 s.
- SCHURR, E., ABBOTT, B. (2011). *Climate change: High risk of permafrost thaw*. Nature, 480, s. 31-32.
- SLETTEN, R., HALLET, B., FLETCHER, R. (2003). *Resurfacing time of terrestrial surfaces by the formation and maturation of polygonal patterned ground*. Journal of Geophysical Research, 108, E4, 8044.
- STUIVER, M., REIMER, P. J. (1993). *Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program*. Radiocarbon, 35, S. 215–230.
- TAYLOR, A. E., DALLIMOR, S. R., OUTCALT, S. I. (1996). *Late quaternary history of the Mackenzie-Beaufort region, Arctic Canada, from modelling of permafrost temperatures. 1. The onshore-offshore transition*. Canadian Journal of Earth Science, 33, s. 52-61.
- ULRICH, M. et al. (2011). *Polygon pattern geomorphometry on Svalbard (Norway) and western Utopia Planitia (Mars) using high-resolution stereo remote-sensing data*. Geomorphology, 134, s. 197-216.
- UXA, Tomáš (2011). *Morfologie fosilních tříděných strukturních půd Krkonoš*. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta: diplomová práce, 148 s.
- VANDENBERGHE, J., PISSART, A. (1993). *Permafrost changes in Europe during the last glacial*. Permafrost and Periglacial Processes, 4, s. 121-135.
- VANDENBERGHE, J., COOPE, R., KASSE, K. (1998). *Quantitative reconstructions of palaeoclimates during the last interglacial-glacial in western and central Europe: an introduction*. Journal of Quaternary Science, 13, S. 361–66.
- VASIL'CHUK, Y. K., VASIL'CHUK, A. C. (1997). *Radiocarbon dating and oxygen-isotope variations in Late-Pleistocene syngenetic ice wedges, Northern Siberia*. Permafrost and Periglacial Processes, 8, s. 335-345.
- VOTÝPKA, J., JANOUŠOVÁ, J. (1987). *Severní Amerika*. 1. vydání. Praha: Státní pedagogické nakladatelství Praha, 420 s.
- VINCENT, J. S. (1982). *The Quaternary history of Banks Island, Northwest Territories, Canada*. Géographie physique et Quaternaire, 36, s. 209-232.
- WASHBURN, A. L. (1979). *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. London: Edward Arnold, 406 s.
- WENTWORTH, C. K. (1922). *A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments*. The Journal of Geology, 30, 5, s. 377-392.
- WORSLEY, P. (2000). *Late-Quaternary cryostratigraphy of a coastal cliff at Martha Point, southwest Banks Island, western Canadian Arctic*. The Holocene, 10, s. 395-400.
- YERSHOW, E. D. (1998). *General Geocryology*. Cambridge: Cambridge University Press, 580 s.
- ŽEBERA, K. (1943). *Pleistocenní mrazové pukliny a mnohoúhelníkové půdy v Čechách*. Praha: Sborník Československé společnosti zeměpisné, 48, s. 10-16.

Použité internetové zdroje

- Agriculture and Agri-Food Canada (1998). The Canadian System of Soil Classification [online], 3rd edition. c2010 [cit. 2012-08-08]. Dostupný z WWW: <http://agr.gc.ca>
- Alaska Climate Research Centre. Alaska Climatology- Climate Normals [online]. c2010 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://climate.gi.alaska.edu/climate/index.html>

Energy, Mines and Resources Canada (1993). Canada Streamflow (map MCR 4178) [online]. The National Atlas of Canada, 5 vyd.. c2008 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://atlas.nrcan.gc.ca/>>

Environment Canada (2010). Flooding events in Canada [online]. c2010 [cit. 2011-11-18]. Dostupný z WWW: <<http://ec.gc.ca/eau-water/default.asp?lang=En&n=D44BCC98-1>>

Environment Canada (2011). Canadian Climate Normals or Averages 1971-2000 [online]. c2011 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://www.climate.weatheroffice.gc.ca/climate_normals/index_e.html>

GeoBase [datové soubory online]. GeoBase Steering Committee. c2010 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://www.geobase.ca/geobase/en/data/index.html>>

Geological Survey of Canada. Permafrost Where Does it Occur? [online]. c2007 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://gsc.nrcan.gc.ca/permafrost/wheredoes_e.php>

Geological Survey of Canada. Permafrost What is Permafrost? [online]. c2007 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://gsc.nrcan.gc.ca/permafrost/whatis_e.php>

International Permafrost Association. Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS), version 1.0. [online]. c1998 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://nsidc.org/data/google_earth/tours/images/permafrost_images/permafrost_distribution_in_the_arctic.jpg>

International Permafrost Association. What is permafrost? [online]. c2010 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://ipa.arcticportal.org/index.php/what-is-permafrost.html>>

National Park Service (2005). Cape Krusenstern National Monument [online]. c2005 [cit. 2011-12-11]. Dostupný z WWW: <<http://www.nature.nps.gov/geology/parks/cakr/>>

Natural Resources Canada (1983). Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic [online]. c2008 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://apps1.gdr.nrcan.gc.ca/mirage/mirage_list_e.php?id=133242>

Natural Resources Canada (1995a). Matériaux superficiels du Canada (Carte 1880A) [online]. c2008 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://gsc.nrcan.gc.ca/map/1880a/index_f.php>

Natural Resources Canada (1995b). Canada Permafrost (MCR 4177) [online]. The National Atlas of Canada, 5th edition. c2008 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://nrcan.gc.ca/>>

Parks Canada (2009). Aulavik National Park of Canada [online]. c2009 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://www.pc.gc.ca/eng/pn-np/nt/aulavik/index.aspx>>

SnowNet. Recent Activities [online]. c2009 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://www.ipysnow.net/archives/activity_updates/2009_August.html>

The Atlas of Canada (2003). Geology [online]. c2003 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://atlas.nrcan.gc.ca/>>

The Atlas of Canada (2003). Retreat of the Last Ice Sheet [online]. c2003 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://atlas.nrcan.gc.ca/>>

The Atlas of Canada (2004). Soils [online]. c2004 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://atlas.nrcan.gc.ca/>>

The Atlas of Canada (2006). Borderlands: Arctic physiographic regions [online]. c2006 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://atlas.nrcan.gc.ca/>>

University of Alaska International Polar Year Young Researchers Network [online]. c2006 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <http://ipy-youth.uaf.edu/index.php/Press_Gallery>

USGS. Kobuk River Basin [online]. [cit. 2012-01-30]. Dostupný z WWW: <<http://agdc.usgs.gov/data/usgs/water/kobuk.html>>

Software

CALIB (2011). CALIB Radiocarbon Calibration [online]. C1986-2011 [cit. 2012-07-08]. Dostupný z WWW: <<http://calib.qub.ac.uk/calib/>>

CalPal (2007). Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package [online]. C2007 [cit. 2012-01-01]. Dostupný z WWW: <<http://www.calpal-online.de/>>

ESRI. Inc. (2010): ArcGIS 10, <http://www.esri.com/>

FRYE, CH. (2008). Minimum Bounding Rectangle (MBR) Analysis tools [online]. ESRI : ArcScripts. c1995-2012 [cit. 2011-06-01]. Dostupný z WWW: <<http://arcscripts.esri.com>>

Google [datové soubory online]: GoogleEarth Pro, <http://www.google.com/earth/index.html>

NCSS (2005): NCSS 2001, <http://www.ncss.com>

StatSoft, Inc. (2009): Statistica 9.0, <http://www.statsoft.com>

9. Seznam příloh

Seznam obrázků

- Obr. 1: (A) Epigenetický ledový klín, Summer Island, Kanada (Murton, 2006). (B) Schématické znázornění vývoje epigenetického klínu. Písmena a-c indikují etapy přirůstání ledové hmoty (Mackay, 1990). 17
- Obr. 2: Vývojové fáze zahlubování syngenetického ledového klínu: (1) ledový klín. (2, 3) Episodické pohřbívání klínu vlivem sedimentace materiálu. (a, b, c) Jednotlivé generace klínů (dle Mackay, 1990). 17
- Obr. 3: Ilustrace vývoje ledového klínu, směru přirůstání ledu a místa vzniku mrazové pukliny (dle Mackay, 2007). 19
- Obr. 4: Strukturní znaky polygonů ledových klínů: (A) Ledový klín (Levy et al., 2010). (B) Polygony fosilních klínů se sekundární výplní (Péwé et al., 1969). 19
- Obr. 5: Polygonální síť a vnitřní úhel polygonů: (A) ortogonální (B) orientovaná ortogonální (C) hexagonální (French, 2007). 23
- Obr. 6: Příklady různých konfigurací polygonálních sítí, vysoká Arktida (Haltigin, 2010). 24
- Obr. 7: Polygony s nízko položeným středem: (A) Středové deprese vyplněné jezery, North Slope, Aljaška (University of Alaska International Polar Year Young Researchers Network). (B) Valy ohraničující polygon a příkop v nadloží ledového klínu, Adventdalen, Svalbard (Christiansen, 2005). 26
- Obr. 8: Polygony s vysoko položeným středem: A) Sibiř (International Permafrost Association, 2010). B) Střed a okraj polygonu, Aljaška (SnowNet, 2009). 26
- Obr. 9: Fosilní ledový klín se sekundární výplní, Flandry, Belgie (Ghysels a Heyse, 2006). 30
- Obr. 10: Lokalizace zájmových území v rámci Severoamerické Arktidy (GoogleEarth, 2011) a základní klimatická data (MAAT= průměrná roční teplota vzduchu; MWT= průměrná teplota vzduchu v období prosinec až březen; Sníh= vývoj výšky sněhové pokrývky v období prosinec až březen), (Environment Canada, 2011). 32
- Obr. 11: Rozdělení lokalit na základě průměrné roční teploty vzduchu a únorové výšky sněhové pokrývky (data Environment Canada, 2011). 33
- Obr. 12: Povrchová geologická mapa lokalit Eureka a Mould Bay se zvýrazněnou pozicí polygonálních sítí (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Legenda (sedimenty): fM – jemnozrnné (prach a jíl), rC – koluviální drť, fC – svahoviny (jíl, prach a jemný písek), sC – koluviální písek, Tb – till, cM – hrubozrnné (písek a šterk). 34
- Obr. 13: Povrchová geologická mapa lokalit Churchill a Rankin Inlet a pozice polygonálních sítí (Matériaux superficiels du Canada, 1995). Legenda (sedimenty): fM - jemnozrnné (prach a jíl), cM – hrubozrnné

(písek a štěrk), Gx – písek, štěrk a diamiktit, A – aluviální, Tb – till, sM – mořský písek a štěrk, mM – mořské bahno (jíl, prach).	35
Obr. 14: Povrchová geologická mapa lokalit Inuvik (Matériaux superficiels du Canada, 1995) a Kotzebue (Circumpolar Map of Quaternary Deposits of the Arctic, 1983) a pozice polygonálních sítí. Legenda (sedimenty): Gx - písek, štěrk a diamiktit, A – aluviální, sL – lakustriní písek, 2l – ledovcové, lg – mořské, 7a – aluviální (holocenní), 1a – aluviální (pleistocenní), 1f – koluvální.	35
Obr. 15: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Mould Bay na ostrově prince Patricka (GoogleEarth, 2011).	37
Obr. 16: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Eureka na poloostrově Fosheim, Ellesmerův ostrov (GoogleEarth, 2011).	37
Obr. 17: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Rankin Inlet v severozápadní části Hudsonova zálivu (GoogleEarth, 2011).	38
Obr. 18: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Churchill v jihozápadní části Hudsonova zálivu (GoogleEarth, 2011).	39
Obr. 19: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Inuvik v deltě řeky Mackenzie (GoogleEarth, 2011).	40
Obr. 20: Poloha zkoumaných polygonálních sítí v lokalitě Kotzebue na poloostrově Baldwin, Aljaška (GoogleEarth, 2011).	41
Obr. 21: Průběh břehové čáry vodních ploch vzhledem ke studovaným polygonálním sítím E3 (lokalita Eureka) a P3 (lokalita Mould Bay) (GoogleEarth, 2011).	44
Obr. 22: Průběh břehové čáry vodních ploch vzhledem ke studovaným polygonálním sítím M3 (lokalita Churchill) a R3 (lokalita Rankin Inlet) (GoogleEarth, 2011).	45
Obr. 23: Průběh břehové čáry vodních ploch vzhledem ke studovaným polygonálním sítím I3 (lokalita Inuvik) a K3 (lokalita Kotzebue) (GoogleEarth, 2011).	46
Obr. 24: Glacioisostatické křivky s vynesným maximálním stářím polygonálních sítí: A) Rankin Inlet (data dle Dyke, 1996) B) Mould Bay (Hodgson et al., 1994) C) Eureka (Bell, 1996) D) Churchill (Dredge, 1992).	49
Obr. 25: Klimatické rekonstrukce a limity mrazového pukání permafrostu ve studovaných lokalitách odvozených na základě mrazové susceptibility horninového substrátu. ka kal udává kalibrované roky (data dle Kaufman et al., 2004; Dredge, 1992).	50
Obr. 26: Azimut protažení polygonu byl odvozen z orientace nejmenšího možného pravidelného polygonu (minimum bounding rectangles). Zobrazený polygon je protažen ve směru JV-SZ.	53
Obr. 27: Schéma logiky výpočtu vzdálenosti polygonu od břehové čáry pomocí extenze Near (ESRI, 2010).	54
Obr. 28: Vizuální rozdíl mezi (a) polygony s vysoko položeným středem polygonální sítě E1 na Ellesmerově ostrově (b) polygony s nízko položeným středem polygonální sítě K3 na Aljašce (GoogleEarth, 2011).	54
Obr. 29: Churchill, Manitoba. Lokalita M1, M2, M3 (GoogleEarth, 2011).	57
Obr. 30: Kotzebue, Aljaška. Lokalita K1, K2, K3 (GoogleEarth, 2011).	58
Obr. 31: Inuvik, Northwest Territories. Lokalita I1, I2, I3 (GoogleEarth, 2011).	59
Obr. 32: Rankin Inlet, Nunavut. Lokalita R1, R2, R3 (GoogleEarth, 2011).	60
Obr. 33: Eureka, Ellesmerův ostrov (Ellesmere Island). Lokalita E1, E2, E3 (GoogleEarth, 2011).	61
Obr. 34: Mould Bay, ostrov prince Patricka (Prince Patrick Island). Lokalita P1, P2, P3 (GoogleEarth, 2011).	62
Obr. 35: Vliv výškové členitosti polygonu na délku hlavní osy (testováno jednocestnou ANOVA). V - polygon s vysoko položeným středem, N – polygon s nízko položeným středem. Vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti.	66
Obr. 36: Závislost mediánů poměru delších a kratších os polygonů na mocnosti sněhové pokrývky v prosinci pomocí lineární funkce ($y = -0.002x + 0.7476$). Korelační vztah je signifikantní na hladině $p < 0,05$.	70
Obr. 37: Lineární závislost průměrné velikosti polygonů polygonálních sítí v zájmových oblastech na měsíčním počtu tlakových níží v zimě. Výpočet proveden na základě mediánu délky hlavní osy jednotlivých polygonálních sítí. Signifikantní na hladině $p < 0,05$.	71
Obr. 38: Procentuální podíl protažení polygonů zobrazený na směrové růžici. Šipka znázorňuje převládající směr větru v zimním období a proporcionálně odpovídá průměrné rychlosti větru pro období prosinec-březen.	73
Obr. 39: Logaritmické zobrazení ($y = -6.468\ln(x) + 81.558$) závislosti délky hlavní osy polygonu na maximální době vývoje polygonální sítě. Signifikantní na hladině $p < 0,1$ (testováno Pearsonovým regresním testem).	74

Obr. 40: Procentuální podíl protažení polygonů zobrazený na směrové růžici pro polygonální síť s polygony ležícími do 200 m od vodní plochy. Přerušovaná čára vyznačuje průběh břehové čáry.	75
Obr. 41: Satelitní snímek polygonální sítě R3 mající největší podíl polygonů protažených ve směru břehové čáry. Mapa zobrazuje vzdálenost 30, 60 a 90 m od vodního toku a směr protažení polygonů (Satelitní snímek: GoogleEarth, 2011).	76
Obr. 42: Vliv zrnitosti na délku hlavní osy a poměr polygonů (One-Way ANOVA). Vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti.	77
Obr. 43: Zobrazení rozdílu délky hlavní osy polygonů v jednotlivých klimatických oblastech (jednocestná ANOVA). Vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti.	80
Obr. 44: Zobrazení rozdílu poměru os polygonů v jednotlivých klimatických oblastech (jednocestná ANOVA). Vertikální čáry zobrazují 95% interval spolehlivosti.	80

Seznam tabulek

Tab. 1: Fyzikální parametry jemnozrnného a hrubozrnného substrátů a jejich vliv na termální kontrakci permafrostu. Pórovitost a tepelná vodivost (Delisle, 1998), koeficient termální kontrakce (Yershov, 1998).	13
Tab. 2: Klasifikace klínů vzniklých mrazovým pukáním permafrostu (upraveno dle French, 2007).	14
Tab. 3: Souhrn geografických souřadnic a nadmořské výšky meteorologických stanic v jednotlivých lokalitách.	31
Tab. 4: Meteorologické stanice, jejichž data za období 1971-2000 využívá tato práce a vzdálenost analyzovaných polygonálních sítí od těchto stanic (Environment Canada, 2010). Počet cyklon za měsíc v zimě: průměrný počet průchodů cyklon během zimního období v letech 1970-1999 (Serreze a Barry, 2005).	42
Tab. 5: Srovnání limitních klimatických hodnot nutných pro iniciaci mrazového pukání a existenci recentních ledových klínů s klimatickými normály 1971-2000 ve zkoumaných lokalitách (Environment Canada, 2011; Alaska Research Climate Centre, 2010), teplota permafrostu (Geological Survey of Canada, 2007; Aitken, 1965) a mocnost permafrostu (Natural Resources Canada, 1995b; National Park Service, 2005).	43
Tab. 6: Zrnitost substrátu vyskytujícího se ve zkoumaných lokalitách.	48
Tab. 7: Kalibrované maximální stáří polygonálních sítí a průměr pro zkoumané lokality.	51
Tab. 8: Charakteristika délek hlavních os polygonů (v metrech) pro jednotlivé polygonální sítě.	56
Tab. 9: Charakteristika plochy polygonů (v m ²) pro jednotlivé polygonální sítě.	56
Tab. 10: Korelační koeficienty velikostních parametrů polygonů – všechny koeficienty jsou signifikantní na $p < 0,05$ (testováno t-testem).	63
Tab. 11: Výsledky PCA analýzy (analýza hlavních komponent) velikostních parametrů polygonů.	63
Tab. 12: Charakteristika tvarů polygonů v jednotlivých polygonálních sítích.	64
Tab. 13: Charakteristika poměru os polygonů pro jednotlivé polygonální sítě. Vyjádřeno jako poměr vedlejší a hlavní osy, a proto čím vyšší hodnota tím pravidelnější polygon.	65
Tab. 14: Protažení polygonů vyjádřené jako jejich procentuální podíl v daných intervalech.	66
Tab. 15: Korelační matice testující multikolinearitu znaků udávající teplotu vzduchu v celém datovém souboru – všechny koeficienty signifikantní na hladině $p < 0,05$ (testováno t-testem).	67
Tab. 16: Pearsonův korelační koeficient testující multikolinearitu měsíčních výšek sněhové pokrývky v celém datovém souboru – všechny koeficienty jsou signifikantní na hladině $p < 0,05$ (testováno t-testem). Sníh: mocnost sněhové pokrývky odpovídá hodnotě na konci daného měsíce.	68
Tab. 17: Pearsonův korelační koeficient testující multikolinearitu měsíčních rychlostí větru v celém datovém souboru – všechny koeficienty jsou signifikantní na hladině $p < 0,05$ (testováno t-testem).	68
Tab. 18: Korelační matice vyjadřující sílu asociace environmentálních podmínek a morfologických znaků (reprezentovaných mediánem pro příslušné polygonální sítě). Tučně jsou zvýrazněny koeficienty signifikantní na hladině $p < 0,05$ a tučně s kurzívou na hladině $p < 0,1$. Poznámka: Počet stran je nejčastějším počtem stran polygonů v polygonální síti. Vzdálenost vodní plochy je definována jako průměrná vzdálenost polygonů od vodní plochy. Počet cyklon vyjadřuje průměrný počet průchodů cyklon za měsíc během zimy.	69
Tab. 19: Korelační matice vyjadřující sílu asociace mocnosti sněhu v jednotlivých měsících a morfologických znaků (reprezentovaných mediánem pro příslušné polygonální sítě). Tučně jsou zvýrazněny koeficienty	

signifikantní na hladině $p < 0,05$ a tučně s kurzívou na hladině $p < 0,1$. Poznámka: Počet stran je nejčastějším počtem stran polygonů v polygonální síti.....	69
Tab. 20: Vzdálenosti polygonů a polygonálních sítí od břehové čáry vodní plochy nebo vodního toku.....	74
Tab. 21: Koeficienty determinace environmentálních faktorů určujících velikost polygonů (délku hlavní osy) ve zkoumaných polygonálních sítích. Zvýrazněné buňky vyznačují nejvýznamnější faktory. Výpočet proveden modelem vícenásobné regrese robustní metodou Huber. Změna R^2 při odebrání faktoru: Příspěvek faktoru do R^2 , o který bude R^2 sníženo odebráním faktoru z modelu. Celkový vliv faktoru (%): Procentuální vyjádření vlivu faktoru podle změny R^2 při odebrání faktoru (výpočet podle čtvrtého sloupce tabulky). R^2 když faktor přidán sám: Výsledný R^2 , když závisle proměnná je v modelu funkcí pouze tohoto faktoru.....	78
Tab. 22: Koeficienty determinace environmentálních faktorů určujících pravidelnost polygonů (poměr os) ve zkoumaných polygonálních sítích. Zvýrazněné buňky vyznačují nejvýznamnější faktory. Výpočet proveden modelem vícenásobné regrese robustní metodou Huber. Změna R^2 při odebrání faktoru: Příspěvek faktoru do R^2 , o který bude R^2 sníženo odebráním faktoru z modelu. Celkový vliv faktoru (%): Procentuální vyjádření vlivu faktoru podle změny R^2 při odebrání faktoru (výpočet podle čtvrtého sloupce tabulky). R^2 když faktor přidán sám: Výsledný R^2 , když závisle proměnná je v modelu funkcí pouze tohoto faktoru.....	79
Tab. 23: Porovnání mediánu poměru os polygonů podle klimatické oblasti pomocí analýzy rozptylu (jednocestná ANOVA, Kruskal-Wallisův test). Bonferroni Test: Mediány se významně odlišují, když hodnota $z > 2.3940$	81
Tab. 24: Měření průměrného růstu ledových klínů za rok. Zdroj Sletten et al., 2003 ^{Taylor valley} lokalita s polygony a klíny mladšími než 2000 let a zdroj Sletten et al., 2003 ^{Victoria valley} lokalita s polygony a klíny staršími než 12 000 let.....	83